Commission géologique du Canada

Géologie du Canada n° 3

GÉOLOGIE DE L'OROGÈNE INNUITIEN ET DE LA PLATE-FORME DE L'ARCTIQUE DU CANADA ET DU GROENLAND

Rédacteur

H.P. Trettin

1991

Le présent ouvrage constitue le volume E de la série Geology of North America produite par la *Geological Society of America* dans le cadre du projet *Decade of North American Geology*.

92-04930/

©Ministère des Approvisionnements et Services Canada 1991

En vente au Canada par l'entremise de nos
agents libraires agréés et autres librairies

ou par la poste auprès du

Groupe Communication Canada - Édition
Ottawa, Canada K1A 0S9

et des

Bureaux de la Commission géologique du Canada :

601, rue Booth
Ottawa, Canada K1A 0E8

3303-33rd Street, N.W.
Calgary, Alberta T2L 2A7

100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia V6B 1R8

Des exemplaires de cette publication sont également
déposés dans diverses bibliothèques publiques du Canada.

N° de catalogue M40-49/3F
ISBN 0-660-92544-3

Prix sujet à changement sans préavis

This publication is also available in English

Révision scientifique
P. St-Julien

Révision technique
M.-F. Dufour

Traduction
Bureau de la traduction, Secrétariat d'État
Traducteurs principaux : N. Lemieux
J. Kingsley
M. Veyrat

Conception et mise en page
M.J. Kiel

Cartographie
Commission géologique du Canada, Calgary et Ottawa
Commission géologique du Groenland, Copenhague (Danemark)

Page couverture
Photo : D.W. Esson (description à la page frontispice)

Imprimé au Canada

PRÉFACE

La série *Geology of North America* a été préparée pour marquer le centenaire de la Geological Society of America. Elle représente l'effort de collaboration de plus de mille personnes appartenant aux milieux universitaires, organismes d'État et fédéraux de nombreux pays, et les efforts de l'industrie en vue de préparer des synthèses qui, dans la mesure du possible, soient à jour et fassent autorité, relativement à la géologie du continent nord-américain et des régions océaniques adjacentes.

Cette série fait partie du projet *Decade of North American Geology* (DNAG), qui inclut aussi la préparation de huit cartes établies à l'échelle de 1/5 000 000 et résumant la géologie, la tectonique, la configuration des anomalies magnétiques et gravimétriques, les champs régionaux de contraintes, les caractéristiques thermiques, la sismicité et la néotectonique de l'Amérique du Nord. Rassemblés, les volumes et cartes de synthèse constituent le premier effort coordonné visant à intégrer toutes les connaissances existantes sur la géologie et la géophysique d'une plaque crustale à l'échelle régionale.

Les résultats du projet DNAG exposent les connaissances acquises au cours des années 80 en matière de géologie et géophysique de l'Amérique du Nord, et indiquent l'orientation des recherches à poursuivre au cours des prochaines décennies.

Depuis sa fondation en 1842, la Commission géologique du Canada a préparé et publié des compilations sur la géologie du Canada. Ce volume représente une partie de la septième synthèse de ce type; en plus de constituer une portion des séries du projet DNAG, il est l'un des neuf volumes composant l'édition la plus récente de la *Géologie du Canada*.

J.O. Wheeler
Rédacteur général des volumes
publiés par la
Commission géologique du Canada

A.R. Palmer
Rédacteur général des volumes
publiés par la
Geological Society of America

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction 1
2. Exploration géographique et géologique 5
3. Régions géomorphologiques 27
4. Cadre tectonique 59
5. Caractéristiques géophysiques 71
6. Séquences précambriennes dans l'extrême nord du Bouclier canadien 107
7. Formation et sédimentation du bassin franklinien du Cambrien au Silurien, au Groenland septentrional 117
8. Formation du bassin, sédimentation et volcanisme dans l'archipel arctique, du Cambrien au Dévonien inférieur 175
9. Histoire de la Pearya du Protérozoïque au Silurien supérieur 257
10. Prisme de sédiments classiques du Dévonien moyen à supérieur dans les îles de l'Arctique 281
11. Déformation et métamorphisme du Dévonien au Carbonifère précoce dans le Groenland septentrional 301
12. Phases de déformation et métamorphisme et plutonisme associés au Silurien et Carbonifère précoce dans l'archipel arctique 313
13. Histoire carbonifère et permienne du bassin de Sverdrup de l'archipel arctique 367
14. Histoire mésozoïque de l'archipel arctique 393
15. Création et sédimentation du bassin au cours du Crétacé tardif et du Tertiaire dans l'archipel arctique 461
16. Déformation du Groenland septentrional du Crétacé tardif au Tertiaire précoce 487
17. Déformation du Crétacé au Tertiaire précoce dans l'archipel arctique 495
18. Développements tectoniques et physiographiques au Tertiaire moyen et tardif 519
19. Le Quaternaire 527
20. Ressources 547
21. Résumé et problèmes à résoudre 581

Frontispice. *Falaises au nord-est du fond de l'inlet Yelverton au nord-ouest de l'île d'Ellesmere, vues du nord-ouest. Une discordance angulaire sépare les roches volcaniques, les roches carbonatées et l'ardoise (assemblage de Yelverton, teintes grises) datant du début du Paléozoïque des couches rouges (Formation de Borup Fiord) du Carbonifère suphrieur. Ces dernières ont été mises en place au cours de l'épisode de rifting à l'origine du bassin de Sverdrup, et sont recouvertes par des roches carbonatées de plate-forme (Formation de Nansen) se situant entre le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur. La discordance correspond à la déformation finale ayant touché la zone mobile franklinienne, événement qui s'est prolongé de la fin du Silurien au début du Carbonifère (orogène ellesmérien et événements anthrieurs). (Photographie: D.W. Esson)*

Chapitre 1
INTRODUCTION

Chapitre 1

INTRODUCTION

H.P. Trettin

Le présent volume a pour objet de décrire et d'interpréter la géologie de la marge septentrionale du continent nord-américain dans l'archipel arctique canadien et dans ce qu'il est convenu d'appeler le Groenland septentrional[1]. La partie nord-ouest de la région considérée ici est constituée par la Province tectonique innuitienne, qui comprend des strates de la zone mobile franklinienne s'étendant du Protérozoïque supérieur au Dévonien supérieur; le bassin de Sverdrup, qui s'étend du Carbonifère au Paléogène; et le prisme de sédiments de la plate-forme continentale de l'Arctique, qui couvre le Crétacé et le Cénozoïque (fig. 4-1). La zone mobile franklinienne, qui a subi une déformation du Silurien supérieur au Carbonifère inférieur, et le bassin de Sverdrup, déformé au cours du Paléogène, constituent ensemble l'orogène innuitien. La jonction de la zone mobile franklinienne avec les Calédonides est enfouie sous la mer de Wandel au nord-est du Groenland, de même que sous les strates du Paléozoïque supérieur et plus récentes du bassin de la mer de Wandel; la jonction avec la Cordillère et la plaque de l'Alaska arctique est recouverte par la mer de Beaufort.

La partie sud-est de la région étudiée est constituée de la Plate-forme de l'Arctique, caractérisée par des strates du Cambrien au Paléogène qui sont contiguës à celles de l'orogène innuitien mais relativement peu déformées. La Plate-forme de l'Arctique, qui fait partie de la couverture sédimentaire du craton nord-américain, est séparée des autres parties, comme la Plate-forme de l'intérieur et la Plate-forme d'Hudson, par des détroits de formation récente (Holocène) ou des discontinuités d'érosion.

Jusqu'à la Seconde Guerre mondiale, les explorateurs circulaient librement entre l'archipel et le Groenland. Depuis, avec l'affirmation des souverainetés nationales, les études géologiques ont été exécutées séparément de part et d'autre de la frontière. Malgré le maintien d'une certaine forme de collaboration et les échanges d'information, les cadres stratigraphiques et structuraux diffèrent quelque peu d'un pays à l'autre et sont généralement intégrés dans des compilations géologiques nationales (par ex. Thorsteinsson et Tozer, 1970; Dawes, 1976). Les efforts de corrélation ont porté surtout sur le détroit de Nares, ce couloir marin qui constitue la double frontière politique et géographique entre le Canada et le Groenland et qui demeure une énigme aux yeux des tectoniciens (Dawes et Kerr, 1982). Inspirés par l'exemple de la Geological Society of North America, qui projette d'intégrer au sein d'un même ouvrage les données disponibles sur l'Amérique du Nord, le Groenland et les océans circonvoisins, les auteurs se proposent ici de présenter une nouvelle synthèse géologique qui englobe tout le Groenland septentrional et l'archipel arctique. Le projet n'a été rendu possible que grâce à la collaboration de la commission géologique du Groenland, qui a fourni toute l'information nécessaire au sujet du territoire de la partie nord du Groenland[2].

Le présent volume revêt, à quelques exceptions près, la présentation, conçue à l'intention de tous les volumes traitant de la géologie régionale du Canada. Le deuxième chapitre relate l'histoire fascinante, et souvent tragique, de l'exploration des régions arctiques; le troisième décrit, avec beaucoup d'illustrations, les subdivisions géomorphologiques de la région; le quatrième présente une description sommaire du cadre tectonique; le cinquième donne un compte-rendu succinct des caractéristiques géophysiques de la région. Suivent les chapitres 6 à 19, qui forment le corps principal du volume et qui décrivent l'histoire géologique du socle rocheux de la région. Le volume se termine par deux chapitres complémentaires; le chapitre 20 traite de la question des ressources, et le chapitre 21 présente un résumé sommaire de l'interprétation de l'histoire géologique de la région et des relations établies à l'échelle régionale.

La matière faisant l'objet du présent volume débordera parfois sur d'autres volumes, notamment ceux qui s'intéressent au Précambrien du Canada et du Groenland (Hoffman et al., en préparation), à la couverture cratonique du Canada (Stott et Aitken, sous presse), à la géologie quaternaire du Canada et du Groenland (Fulton, 1989), à la mer du Labrador et la baie de Baffin (Keen et Williams, 1990), à la région de l'océan Arctique (Grantz et al., sous presse) et aux gîtes minéraux du Canada (Thorpe et Eckstrand, en préparation). Des recoupements se produiront aussi avec les volumes sur les Appalaches (Williams et Neale, en préparation), la Cordillère canadienne (Gabrielse et Yorath, en préparation) et le nord de l'Alaska (Plafker et Jones, sous presse).

Trettin, H.P.
1991: Introduction; dans Géologie de l'orogène innuitien et de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 1, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

[1] Le Groenland a obtenu du Danemark en 1979 un statut d'autonomie interne et adopté le nom officiel de Kalaallit Nunaat. Le toponyme «Groenland», consacré par un long usage dans la littérature scientifique, est néanmoins conservé tout au long du volume.

[2] Les chapitres 2, 3, 7, 11, 16, 20B et 20E sont publiés avec la permission du directeur de la commission géologique du Groenland.

Ont participé à la rédaction de ce volume une quarantaine de spécialistes canadiens et européens à l'emploi d'organismes gouvernementaux, universitaires et du secteur privé. Même si tout a été mis en œuvre pour réunir ces diverses contributions en un tout cohérent, il subsiste inévitablement des différences d'approche, d'organisation et de nomenclature, ce qui, par ailleurs, n'est pas nécessairement mauvais. Les manuscrits originaux, qui ont été livrés au rédacteur principal à partir de 1984, ont été mis à jour en 1986 et 1987.

Le réviseur principal du volume remercie les auteurs de leur collaboration et de leur patience. Il désire en particulier adresser des remerciements à N. Henriksen, qui a coordonné les contributions de la commission géologique du Groenland, de même qu'à H.R. Balkwill, S.E. Jenness et J.O. Wheeler, qui ont soumis le volume à une relecture critique et ont fait de nombreuses recommandations utiles.

Ce volume a été traduit de l'anglais par le Bureau de la traduction du Secrétariat d'État, sous la direction de N. Lemieux, assisté de J. Kingsley et M. Veyrat. Le travail de révision scientifique de la version française du volume a été accompli avec compétence par P. St-Julien de l'Université Laval. M. F. Dufour de la Division de l'information géoscientifique (Commission géologique du Canada) a effectué la révision technique du manuscrit et coordonné le traitement de texte et la correction d'épreuves de la version française.

RÉFÉRENCES

Dawes, P.R.
1976: Precambrian to Tertiary of northern Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt, (ed.); The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 248-303.

Dawes, P.R. and Kerr, J.W. (ed.)
1982: Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics; Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, 392 p.

Fulton, R.J. (ed.)*
1989: Quaternary Geology of Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1), 848 p.

Gabrielse, H. and Yorath, C.J. (ed.)*
in press: Geology of the Cordilleran Orogen in Canada; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 4 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. G-2).

Grantz, A., Johnson, L., and Sweeney, J.F. (ed.)
in press: The Arctic Ocean Region; Geological Society of America, The Geology of North America, v. L.

Hoffman, P.F., Card, K.D., and Davidson, A. (ed.)*
in prep.: Precambrian Geology of the Craton in Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 7 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. C-1).

Keen, M.J. and Williams, G.L. (ed.)*
1990: Geology of the Continental Margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Plafker, G. and Jones, D.L. (ed.)
in prep.: The Cordilleran Orogen: Alaska; Geological Society of America, The Geology of North America, v. G-1.

Stott, D.F. and Aitken, J.D. (ed.)*
in press: Sedimentary Cover of the Craton in Canada; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 5 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. D-1).

Thorpe, R.I., Eckstrand, O.R. (ed.)*
in prep.: Mineral Deposits of Canada; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 8 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. P-1).

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.*
1970: Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no.1, p. 547-590.

Williams, H. and Neale, E.R.W.*
in prep.: Geology of the Appalachian Orogen in Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 6 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. F-1).

Adresse de l'auteur:

H.P. Trettin
Commission géologique du Canada
3303-33rd St. N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Imprimé au Canada

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Chapitre 2

EXPLORATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Introduction

I. Peuplement paléo-esquimau et incursions scandinaves (entre l'an 2000 av. J.C. et l'an 1500 de l'ère actuelle)

II. Les premiers navigateurs et la recherche de Franklin, 1576-1859

III. Exploration le long de la route polaire, 1852-1909

IV. Exploration géographique par navire et traîneau à chiens, 1903-1947

V. Les études géologiques à l'ère de l'aéronef

Remerciements

Références

Chapitre 2

EXPLORATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

R.L. Christie et P.R. Dawes

INTRODUCTION

La région considérée ici couvre l'Arctique canadien et le Groenland septentrional. Le passage maritime formé par le détroit de Davis, la baie de Baffin et le détroit de Nares fut emprunté par des générations d'explorateurs, depuis les premières expéditions scandinaves jusqu'aux grands voyages de découverte de la fin du XIX^{e} siècle, attirés vers le nord par les mystères de l'«ultima Thule». Les efforts déployés sans relâche pour atteindre deux objectifs géographiques, le passage du Nord-Ouest et le pôle Nord, permirent aux explorateurs de découvrir et de délimiter une grande partie de cette région. Des expéditions par navire et traîneau furent réalisées au cours du XX^{e} siècle dans le cadre de programmes scientifiques précis; après la Seconde Guerre mondiale, l'aéronef fut mis au service de la recherche géoscientifique.

Les recherches géographiques et géologiques s'y poursuivent, avec l'appui des organismes gouvernementaux et de sociétés privées du Canada et du Danemark. Étonnamment, ce n'est qu'en 1978 que fut découverte la terre la plus proche du pôle Nord, l'île Oodaaq Ø, à environ 83°40'N, au large de la côte nord du Groenland; une équipe danoise s'y posa en hélicoptère cette année là.

L'historique qui est fait ici de l'exploration de la région innuitienne est divisé en cinq sections qui se suivent plus ou moins dans l'ordre chronologique: I. Peuplement paléo-esquimau et incursions scandinaves (2000 av. J.-C. - 1500); II. Premiers navigateurs et expéditions de recherche de Franklin (1576-1859); III. Exploration le long de la route polaire (1852-1909); IV. Exploration géologique par navire et traîneau à chiens (1903-1947); V. Les études géologiques à l'ère de l'aéronef, depuis 1947. L'évolution des connaissances sur la géologie de cette région est relatée brièvement à la fin des sections II à IV.[1]

I. PEUPLEMENT PALÉO-ESQUIMAU ET INCURSIONS SCANDINAVES (ENTRE L'AN 2000 AV. J.C. ET L'AN 1500 DE L'ÈRE ACTUELLE)

Des fouilles archéologiques ont mis au jour, dans la région innuitienne, des traces d'occupation paléo-esquimaude datant de 4300 ans. Plusieurs cultures esquimaudes ont été identifiées. La plus ancienne, la culture Indépendancien, s'est répandue jusque dans les parties septentrionales de cette région, au seuil de l'océan Arctique (Knuth, 1967, 1981; Maxwell, 1960). La succession des cultures (Indépendancien II, 700 av. J.-C.; Dorset, 100 av. J.C. à 700; et Thuléen, 900-1200) indique une longue histoire de colonisation inuit.[2]

L'exploration et la colonisation européennes débutèrent il y a à peine un millénaire, avec les voyages que fit l'Islandais Erick Thorvaldssøn (Erik le Rouge) de 982 à 986. La découverte de la pierre runique de Kingigtorssuaq, à environ 73°N, indique qu'avant le XIV^{e} siècle, les Scandinaves s'aventurant toujours plus vers le nord, avaient atteint le district d'Upernavik. On a en outre relevé des indices d'une l'influence scandinave dans les sites archéologiques du district de Thule (77°N).

Les premiers débarquements d'Européens sur le continent nord-américain eurent probablement lieu dans l'Arctique et le Subarctique canadiens. Ces visiteurs étaient des «Scandinaves» venus de colonies du Groenland occidental, qui se dirigeaient vers l'ouest, probablement à la recherche de bois et de bons territoires de pêche. On a trouvé des indices prouvant que Scandinaves et Inuit eurent des contacts directs ou indirects dans la région située entre le centre est de l'île d'Ellesmere et le sud de l'île de Baffin, entre 1250 et 1350 (Schledermann, 1981). Les colonies scandinaves au Groenland périclitèrent et disparurent à la fin du XV^{e} siècle. Environ un siècle s'écoula avant que le navigateur anglais Martin Frobisher ne s'aventurât dans les eaux arctiques (Knuth, 1968).

II. LES PREMIERS NAVIGATEURS ET LA RECHERCHE DE FRANKLIN, 1576-1859

Les navigateurs des XIV^{e} et XV^{e} siècles se dirigeaient obstinément vers l'ouest, dans l'espoir de parvenir aux quasi légendaires richesses de l'Orient. Or, le Groenland et les Amériques se dressaient constamment entre eux et l'objet de leur convoitise. Quelque golfe ou chenal qu'ils empruntaient, il aboutissaient inévitablement au nord. Pourtant, les marées et les courants observés dans les voies navigables du nord les confirmaient dans l'opinion qu'il devait exister un «passage du Nord-Ouest» vers l'océan Pacifique. Les immenses et nombreux chenaux qui sillon-

Christie, R.L. et Dawes, P.R.
1991: Exploration géographique et géologique; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 2, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

[1] La bibliographie comporte des comptes rendus historiques par Koch (1940), Taylor (1955), Wright (1959), Neatby (1958, 1970), Zaslow (1975), Dawes et Haller (1979), Christie et Kerr (1981), Jones (1981), Dawes et Christie (1982) et Greene (1982). Pour les noms géographiques, voir la figure 1 (en pochette).

[2] «Inuit (au singulier, Inuk) est le terme moderne que le peuple esquimau utilise pour se désigner. Le mot «innuitien» conserve l'orthographe originale avec deux «n».

nent l'Arctique canadien incitaient les navigateurs à s'avancer toujours plus vers le nord et l'ouest: Martin Frobisher jusqu'à l'île de Baffin et au Groenland en 1576, 1577 et 1578; John Davis jusqu'au détroit de Davis et à la baie de Baffin (jusqu'à 73°N) en 1585, 1586 et 1587; George Weymouth dans les détroits de Davis et d'Hudson en 1602; Henry Hudson dans la baie d'Hudson en 1610; et William Baffin jusqu'aux détroits de Smith, de Jones et de Lancaster (jusqu'à 77°30'N) en 1616.

Vers la même époque, l'idée de l'existence d'un passage du Nord-Est vers la Chine, au nord de l'Asie, commença également à se répandre. Au cours de l'un de ses voyages, en 1607, Henry Hudson longea la côte du Groenland oriental jusqu'à environ 73°N.

La recherche d'une voie navigable de la baie d'Hudson jusqu'au Pacifique attira des navigateurs danois et britanniques au cours des XVII^{e} et XVIII^{e} siècles; ces explorations furent stimulées par le fait que les Espagnols revendiquaient la découverte d'un détroit du côté du Pacifique. Des navigateurs de la Compagnie de la baie d'Hudson (entreprise commerciale fondée en 1668 sous l'appellation de Gouverneur et Compagnie d'aventuriers d'Angleterre commerçant dans la baie d'Hudson) effectuaient régulièrement des voyages par le détroit d'Hudson jusque dans la baie d'Hudson au début du XVIII^{e} siècle pour ravitailler leurs postes de traite fortifiés. La compagnie fut chargée de trouver un passage jusqu'au Pacifique, mais la rive occidentale déserte et englacée de la baie d'Hudson n'était pas faite pour raviver les espoirs d'en découvrir un. Il faut bien dire aussi que la préoccupation première de la compagnie demeurait la traite des fourrures avec les peuplades habitant les régions couvertes par le bassin de drainage de la baie.

La compagnie renonça à poursuivre la recherche du passage, ce qui suscita de vives critiques en Angleterre; il y eut donc, avant 1736, reprise des voyages d'exploration, conjugués à la recherche de minéraux. L'inlet Chesterfield et la baie Wager (sur la rive nord-est de la baie d'Hudson) furent découverts et explorés, mais le passage du Nord-Ouest demeura introuvable. Enfin, entre 1770 et 1772, Samuel Hearne résolut la question de la navigation vers l'ouest à partir de la baie d'Hudson; il entreprit par voie de terre un long périple qui le mena de Churchill, sur la baie d'Hudson, jusqu'à l'embouchure de la rivière Coppermine, sur la côte arctique.

L'arrivée de Hans Egede au Groenland en 1721 marqua le début d'une nouvelle ère d'exploration. Le minéralogiste Karl Ludwig Giesecke traversa, avec l'appui de la Société commerciale royale du Groenland, les parties colonisées de la côte ouest du Groenland avant 1813. Il pu ainsi achever la cartographie de la côte jusqu'à la Melville Bugt, au nord.

Pendant de nombreuses années, les régions arctiques ne furent visitées que par des baleiniers, surtout britanniques, hollandais et américains, dont les exploits attirèrent peu l'attention. Cependant, l'on sait que ces pêcheurs ont traversé la Melville Bugt et qu'ils se sont rendus au moins jusqu'au Kap York (76°N) au Groenland. Au cours d'un voyage en 1817, Bernard O'Reilly, médecin sur le baleinier *Thomas* de Hull (Angleterre), produisit une description de la Melville Bugt avec carte (O'Reilly, 1818). En 1817, le respecté capitaine de baleinier britannique, William Scoresby, fils, jugea qu'avec l'amélioration des conditions climatiques, le temps était propice à d'autres explorations, de sorte que l'attention fut dirigée une fois de plus vers le Grand Nord. Il réussit en 1822 à cartographier la côte est du Groenland, de 69°N à 75°N. En 1818, le gouvernement britannique dépêcha le capitaine John Ross dans la baie de Baffin pour trouver un passage vers le Pacifique. Ross, sur le *H.M.S. Isabella*, accompagné du *H.M.S. Alexander* commandé par W.E. Parry, refit le parcours qu'avait suivi William Baffin en 1616 et, comme ce dernier, il ne put pénétrer dans les détroits de Smith et de Jones, qui étaient bloqués par les glaces. On donna aux caps s'avançant de côtés opposés dans le détroit de Smith, devenus depuis des repères de navigation importants pour des générations de voyageurs, le nom de ces navires. La plus haute latitude atteinte fut 76°54'N. Le détroit de Lancaster était libre de glace mais, soit que le mauvais temps persistait, soit qu'on l'avait pris à tort pour une baie fermée, Ross quitta l'embouchure du détroit et retourna en Angleterre. Comme on doutait que le détroit eût été suffisamment exploré, une nouvelle expédition fut organisée l'année suivante, qui remonta le détroit jusqu'à l'île Prince Leopold avant de voir sa progression bloquée par les glaces. Ross (1819) eut beaucoup de raisons, au cours des ans, de regretter son erreur de jugement.

De fait, plusieurs progrès notables furent accomplis grâce aux expéditions de Ross dans la baie de Baffin; elles permirent de confirmer les découvertes de Baffin et de Bylot faites deux siècles auparavant, qui avaient par la suite été mises en doute ou même réfutées; la grande «île de James» dans la baie de Baffin (revendiquée au début du XVII^{e} par le capitaine James de Bristol) fut éliminée des cartes; des contacts furent établis avec les Inuit (appelés «Arctic Highlanders» par Ross) de la région du Kap York, et des échantillons géologiques furent prélevés dans le nord de la baie de Baffin. Quoi qu'il en soit, l'expédition de Ross fut le signe précurseur d'une reprise vigoureuse des travaux d'exploration dans l'Arctique nord-américain. À cette époque, l'efficacité et la sécurité des voiliers s'étaient améliorées, les guerres napoléoniennes étant terminées, la fière et puissante marine anglaise était disponible, la géologie voyait le jour comme science et, en Europe, la géographie mondiale commençait à susciter de l'intérêt.

La nouvelle expédition britannique vers le détroit de Lancaster se mit en branle en 1819, sous le commandement de W.E. Parry (qui avait été commandant en second de Ross), à une époque où l'espoir de trouver le passage du Nord-Ouest s'était ravivé. L'année 1819 fut donc une bonne période de navigation dans l'archipel arctique, et les deux navires de Parry, le *HECLA* et le *GRIPER*, atteignirent presque le 113^{e} méridien, le long de ce qui est maintenant le passage Parry. Parry et son équipage se réfugièrent au havre Winter de l'île Melville. À leur retour en 1820, Parry et son équipage avaient découvert et nommé les grandes îles Somerset, Devon, Cornwallis, Bathurst, Melville et Banks. La grande baie qui découpe la côte nord de l'île Melville, et que l'on atteignit par voie de terre, fut nommée «Hecla and Griper» d'après le nom des deux navires. L'expédition de Parry, la première à pénétrer dans l'archipel canadien, fut l'une des plus fructueuses à être menées par voilier dans l'Arctique, et les descriptions des îles et des grands détroits ranimèrent l'enthousiasme des Britanniques qui, au cours des années ultérieures, allaient organiser de nombreuses expéditions. Parry retourna dans l'Arctique en 1821 à la recherche d'un passage aux latitudes plus basses du bassin de Foxe; il longea la côte est de la presqu'île

Melville, de la baie Repulse au détroit de Fury and Hecla (nommé d'après le nom de ses navires). Après avoir passé deux hivers dans le bassin de Foxe pour tenter en vain de s'aventurer une seconde fois dans le détroit de Fury and Hecla, Parry retourna à son port d'attache. En 1824, il navigua dans l'inlet Prince Regent (toujours avec les navires *FURY* et *HECLA*), où il se heurta à des conditions hivernales exceptionnellement rigoureuses et à une glace épaisse. Le *FURY* s'échoua en 1825 sur l'île Somerset et, après avoir déchargé les vivres, les deux équipages retournèrent en Angleterre à bord du *HECLA*.

En 1824, le *GRIPER*, un des deux navires de la première expédition de Parry commandé par M. Liddon, fut envoyé à la base de la presqu'île Melville, d'où l'on devait procéder, par voie de terre, à un relevé de la côte septentrionale de la presqu'île vers la rivière Coppermine. Le navire, très chargé, fut gravement endommagé par les rafales du nord soufflant dans le détroit de Roes Welcome; devant la menace réelle d'un naufrage, le commandant G.F. Lyon se résolut d'abandonner la mission et de rentrer au bercail

Devant tant de difficultés à trouver un passage à travers le nord de l'Amérique du Nord, le gouvernement britannique conclut que la recherche d'un passage du Nord-Ouest n'était peut-être pas une raison suffisante pour mettre en péril d'autres navires et d'autres vies. Le désir de trouver cette fameuse route ne s'émoussa pas pour autant, puisqu'en 1829, John Ross, financé par des particuliers, se rendit jusque dans l'inlet Prince Regent à bord du *VICTORY* (équipé de voiles et de rames, ce navire fut le premier vapeur à naviguer dans l'archipel arctique). Le *VICTORY* remorqua un petit sloop, le *KRUSENSTERN*, et les deux navires se rendirent sans difficulté à un petit inlet dans le sud-est de la presqu'île de Boothia. Cette expédition connue à la fois des succès et des échecs: Ross ne découvrit pas un passage du Nord-Ouest (il manqua par deux fois le passage étroit, appelé depuis lors «détroit de Bellot», qui sépare l'île Somerset de la presqu'île de Boothia); néanmoins, grâce au travail énergique de son neveu, James Ross, une grande partie de la côte fut cartographiée, et la position du pôle Nord magnétique de l'époque, localisée (chapitre 5F). L'équipe de Ross passa quatre ans dans l'Arctique; elle en revint à pied et par petit bateau après avoir abandonné le *VICTORY* et le *KRUSENSTERN*. Malgré bien des privations et des épreuves, deux hommes seulement ne survécurent pas à l'expédition. Après avoir passé l'hiver à la plage Fury et avoir épuisé les vivres et les réserves de combustible que Parry avait laissés en 1825, les marins se réfugièrent à bord de trois des canots de sauvetage du *FURY* et furent recueillis dans le détroit de Lancaster par un baleinier qui avait jadis appartenu au capitaine Ross, l'*ISABELLA*.

Les exploits de ces voyages de navigation à la voile dans l'archipel arctique canadien soulevaient un intérêt considérable, comme c'est encore le cas maintenant. Simultanément, dans l'intervalle de 1819 à 1839, le littoral nord de la masse continentale canadienne fut exploré par des équipes qui descendirent en canot et chaloupe les rivières du nord. Ces équipes étaient dirigées par John Franklin, George Back (tous deux de l'amirauté britannique) et par Peter Dease et Thomas Simpson (tous deux de la Compagnie de la baie d'Hudson). Franklin et Back, accompagnés de John Richardson, descendirent d'abord la rivière Coppermine, et ensuite le Mackenzie, au cours des années 1819-1822 et cartographièrent la rive, entre le récif Return (cap Return à cette époque), en Alaska, et le cap Turnagain, à l'est de l'embouchure de la rivière Coppermine. Back descendit la «Great Fish River» (baptisée «rivière Back») entre 1833 et 1835 et explora le voisinage de son embouchure. De 1837 à 1822, Dease et Simpson descendirent le Mackenzie et la Coppermine et poursuivirent les travaux de cartographie de Franklin vers l'ouest et l'est.

En 1839, les explorateurs de la Compagnie, Dease et Simpson, réalisèrent un long voyage de 2200 km (1400 milles) en petites embarcations : ils descendirent la rivière Coppermine et longèrent les côtes du continent, de l'île Victoria et de l'île King William. En août 1839, ils aperçurent la région de la presqu'île de Boothia d'un point situé à l'est du cap Britannia. Durant toutes ces expéditions, ils durent naviguer dans des conditions froides et humides sur la rivière Back; il leur fallut descendre et remonter des chutes et des rapides dangereux. Le retour de Franklin de sa première expédition par voie de terre faillit mal se terminer; en effet il s'en fallut de peu que la faim ait raison de cette équipe, qui dépendait entièrement, pour sa subsistance et son ravitaillement, des petites sociétés commerciales locales qui se faisaient alors concurrence, ainsi que des guides et des chasseurs autochtones.

Les navires *EREBUS* et *TERROR* de Sa Majesté britannique (fig.2-1) avaient été employés pour une expédition très fructueuse dans l'Antarctique sous le commandement de James Ross. Il fut donc proposé que ces navires illustres et éprouvés soient équipés d'un moteur à vapeur (l'hélice propulsive était déjà en usage) et terminent le tracé du passage du Nord-Ouest, dont il restait à peine 1500 km (900 milles) à délimiter. Certains partisans de cette idée poussèrent la confiance jusqu'à proposer que les navires fassent l'aller-retour jusqu'au détroit de Bering en une seule saison! L'âge et l'expérience étant les premiers critères de choix du commandant, John Franklin, fait chevalier, se fit placer à la tête d'une expédition de deux navires et de 128 hommes, équipés pour trois ans. Le commandement du second navire fut confié au capitaine F.R.M. Crozier, qui avait fait partie des deuxième et troisième expéditions

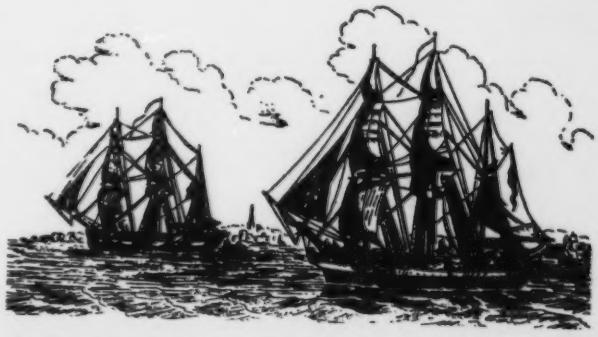


Figure 2-1. H.M.S. L'*Erebus* et le H.M.S. *Terror* de l'expédition Franklin. La disparition de ces trois-mâts de guerre de la Royal Navy, jaugeant 370 et 340 tonnes respectivement, est à l'origine de ce que l'on a appelé la «recherche de Franklin». Plus tard, il a été établi que les bateaux, immobilisés par la glace, avaient été abandonnés en 1848 (tirée de Wright, 1959, p.99).

de Parry et qui avait commandé le *TERROR* pendant la récente expédition dans l'Antarctique. L'expédition de Franklin, comme on la connaît depuis, réunissait donc les hommes les plus aguerris et les meilleurs bâtiments de la Marine royale. Les navires furent chargés de vivres à capacité et escortés par un ravitailleur jusqu'au détroit de Davis. Les navires furent aperçus par un baleinier dans la Melville Bugt à la fin de juillet 1845; ce devait être la dernière fois qu'on les vît. Des baleiniers naviguèrent vers le détroit de Lancaster au cours des années suivantes, sans trouver ni message ni trace de cette expédition et, en 1847, l'Amirauté commença à s'inquiéter de ce silence. Le *PLOVER* fut envoyé cet automne-là, avec des provisions, vers le détroit de Bering. L'année suivante, l'*INVESTIGATOR* et l'*ENTREPRISE*, sous le commandement de James Ross, appareillèrent à la recherche de l'expédition portée disparue, à partir des bases établies dans le détroit de Barrow. Plusieurs recherches semblables, certaines dans des conditions très pénibles, se succédèrent au cours des 12 années suivantes. L'archipel arctique fut considérablement exploré à la faveur de la «recherche de Franklin». Une malencontreuse série d'erreurs de jugement et d'interprétation fit que la seule zone des régions sud de l'archipel qui échappa aux recherches fut précisément celle vers laquelle s'était dirigé Sir John conformément aux instructions générales qu'il avait reçues. Plusieurs hypothèses, des plus expertes aux plus farfelues, furent émises au sujet de ce qui avait pu advenir de l'expédition. Et l'on ne peut que s'incliner devant la grande perspicacité dont Lady Franklin fit preuve dans les circonstances. Selon elle, son mari, suivant les ordres de l'Amirauté, aurait navigué vers le sud à partir du détroit de Barrow, ses navires auraient été assiégés par les glaces entre l'île King William et la presqu'île de Boothia et abandonnés par les équipages, qui auraient battu en retraite en remontant la Great Fish River. En effet, les quelques restes de l'expédition allaient être retrouvés (par Leopold M'Clintock, en 1859) dans l'île King William et aux alentours. Dans deux messages écrits, les seuls d'ailleurs que l'on ait trouvés à ce jour, on apprit que Sir John Franklin était mort le 11 juin 1847. Aucun journal ou document n'ayant été retracé, on sait finalement peu de choses sur les découvertes que fit Franklin au cours de son dernier voyage; il est néanmoins établi que Franklin n'a pas assisté à la fin tragique de son équipage, décimé tout probablement par le scorbut.

Au début du XIX^{e} siècle et jusque vers la fin de la recherche de Franklin en 1859, des découvertes géologiques furent faites dans l'archipel arctique et dans le nord-ouest du Groenland, et les connaissances sur la géographie de ces régions s'accrurent considérablement. La géologie venait de connaître un essor rapide. Ce fut l'époque de l'école de Werner et de ses concepts «neptunistes», qui se reflètent dans certains termes utilisés pour décrire les roches: «primaires» pour les gneiss et les roches granitoïdes du socle du bouclier précambrien et «secondaires» pour les couches sus-jacentes d'âge ordovicien à jurassique. Les premières expéditions avaient pour tâche de recueillir des roches et des fossiles, ce dont se chargeait souvent le médecin de bord, qu'on appelait à juste titre le «naturaliste». Des descriptions de fossiles et des interprétations étaient rédigées, au retour de l'expédition, par des spécialistes en Angleterre. C'est ainsi que J.M'Culloch (1819) décrivit les roches recueillies par Ross dans la baie de Baffin, et Charles Konig (1823, 1824) les roches de la région explorée par Parry, que J.W.Salter (1852, 1853, 1855) rédigea un compte rendu géologique et décrivit des fossiles recueillis par l'escadron dirigé par Horatio Austin et William Penny (en 1850-1851), et que le révérend Samuel Haughton (1958, 1859, 1860) rédigea des rapports géologiques à partir des observations de M'Clintock. Les comptes rendus de Haughton (1858) comportaient une carte sur laquelle il avait compilé la géologie de l'archipel arctique, telle que connue à l'époque: il s'agissait de la première synthèse géologique régionale de l'Arctique.

La mesure et l'étude du comportement du champ magnétique terrestre suscitèrent beaucoup d'intérêt chez les premiers explorateurs, pour qui le compas était un instrument de navigation important. C'est pourquoi la localisation du pôle Nord magnétique par James Ross (près du cap Adélaide, dans l'ouest de la presqu'île de Boothia) fut saluée à l'époque comme un événement scientifique majeur.

III. EXPLORATION LE LONG DE LA ROUTE POLAIRE, 1852-1909

Cette période fut marquée par des voyages d'exploration le long des passages interinsulaires entre le Groenland et l'île d'Ellesmere (détroit de Nares), c'est-à-dire la «route polaire» qu'allaient emprunter les explorateurs partis à la conquête du pôle Nord.

Pendant la «recherche de Franklin», des navires avaient navigué vers le nord à partir de la mer de Baffin, jusque dans le détroit de Smith. L'un de ces navires, l'*ISABEL*, équipé par Lady Franklin et commandé par le Commodore Edward A. Inglefield, avait réalisé une nouvelle percée vers le nord en 1852 (à 78°28'N), en pénétrant dans le bassin Kane avant d'être repoussé vers le sud par les tempêtes et les glaces. Le médecin-naturaliste Peter C. Sutherland prit des notes et fit des croquis de la géologie des côtes longées par l'expédition.

Le pôle Nord suscitant un regain d'intérêt, d'autres expéditions, surtout américaines, remontèrent le long chenal qui court irrégulièrement mais résolument vers le nord entre le Groenland et l'île d'Ellesmere. La surface d'eaux libres au nord du bassin Kane fut décrite comme une «mer polaire libre» par Elisha K. Kane au cours d'une expédition de 1853 à 1855; on ressortit l'idée fascinante à l'époque, qu'une mer libre, ou même un maelstrom existait dans la région polaire. Kane conduisit le brigantin *ADVANCE* vers ses quartiers d'hiver sur la côte du Groenland, à la Rensselaer Bugt, et réussit en traîneau à cartographier les côtes du bassin Kane et de la partie sud du passage Kennedy. Une équipe parvint ainsi à 80°34'N, le point le plus au nord jamais atteint, situé sur la côte de la Washington Land, d'où furent faites des observations de la «mer polaire libre». Après de vaines tentatives de navigation vers le sud en 1854, le navire fut abandonné en 1855, et l'équipage alla se réfugier dans le Groenland occidental à bord de petites embarcations.

Isaac I. Hayes, qui a été médecin de bord pendant l'expédition de Kane, entreprend de relever le défi de la route polaire et met le cap en 1860 sur la même région, à bord du schooner *UNITED STATES*. Forcé de passer l'hiver sur les côtes du Groenland, quelque part au sud des quartiers d'hiver de Kane, il réussit à remonter la côte est de l'île d'Ellesmere en traîneau, d'où il prétend lui aussi avoir vu une mer polaire libre vers le nord. La distance

réelle parcourue par Hayes demeure un sujet de polémique, mais il est clair qu'il n'a pas pu apercevoir la mer de Lincoln, qui se trouve à l'extrémité nord du détroit de Nares. Quoi qu'il en soit, les rapports indiquant l'existence d'une mer libre rendirent plus vif encore l'intérêt pour la route conduisant au pôle. Des expéditions à bord de navires sont donc entreprises par C.F.Hall en 1871, G.S.Nares en 1875, A.W.Greely en 1881 et R.E.Peary en 1898 et plus tard.

Entre 1860 et 1869, Charles F. Hall parcourut le sud de l'île de Baffin, le nord-ouest de la baie d'Hudson et la région d'Igloolik. Au cours de ces voyages, il apprend l'inuktitut (esquimau) et se rend à l'île King William en traîneau pour vérifier certaines histoires fascinantes qu'il tient de ses amis inuit. Hall se fait remettre par des Inuit des objets ayant appartenu à l'équipage de Franklin, qui confirment la tragédie rapportée par John Rae et M'Clintock. En 1871, Hall dirige une expédition «jusqu'au pôle Nord» sur l'*U.S.S. POLARIS*, avec l'appui du gouvernement américain. Le navire propulsé à la vapeur se rend jusqu'à 82°11'N, où le détroit de Nares débouche sur l'océan Arctique, mais doit se retirer dans ses quartiers d'hiver à Thank God Harbour sur la côte du Groenland (Hall Land). Cependant, l'expédition prend fin en grand désarroi lorsque Hall meurt en novembre 1871, probablement suite à un empoisonnement (Loomis, 1971). Les régions voisines du Groenland (faisant partie des terres de Washington, de Hall et de Nyeboe) sont néanmoins explorées. Emil Bessels, chef de l'équipe scientifique, est chargé de prélever des échantillons géologiques. Au retour, en été 1872, le *POLARIS* se coince dans les glaces et l'équipage est alors divisé en deux groupes. Un groupe de 19 personnes passe plus de six mois sur une banquise et dérive sur 3000km avant d'être rescapé au large de la côte du Labrador; l'autre groupe, resté sur le navire, est forcé de passer l'hiver sur les côtes du Groenland, au nord du Kap Alexander, où le *POLARIS* a fait naufrage. Ce groupe se dirigera finalement vers le sud à bord de petites embarcations.

En 1875, le capitaine George S. Nares, aux commandes des navires H.M.S. *ALERT* et *DISCOVERY*, mit le cap sur le pôle Nord. Ce fut la dernière expédition de l'Amirauté britannique visant à explorer la géographie du Grand Nord. Le *DISCOVERY* passa l'hiver au havre Discovery dans le nord de l'île d'Ellesmere, tandis que l'*ALERT* poursuivit jusqu'à 82°27'N (non loin de la station météorologique actuelle d'Alert), où il passa l'hiver. Les côtes septentrionales de l'île d'Ellesmere (jusqu'à la pointe Alert vers l'ouest) et du Groenland (jusqu'à la Wulff Land vers l'est) furent explorées en 1876 par des équipes se déplaçant en traîneaux tirés par des hommes. Ces expéditions ne se firent pas sans heurts; les deux équipes qui parcoururent l'île d'Ellesmere et le Groenland furent gravement réduites par le scorbut. Néanmoins, d'importants travaux géographiques et géologiques furent accomplis, et de nouvelles cartes dressées. Nares mit fin à son expédition avant que le scorbut ne fit trop de ravages; les navires atteignirent l'Angleterre en 1876. Nares devint le premier navigateur à revenir d'une expédition par la «route polaire», ce détroit qui porte maintenant son nom.

L'expédition du lieutenant Adolphus W. Greely jusqu'au havre Discovery en 1881 s'inscrivait dans le cadre de l'«Année polaire internationale», la première étude scientifique internationale jamais réalisée dans le domaine des sciences physiques en milieu polaire. Membre du Signal Corps des États-Unis, Greely s'amène avec une équipe de 25 hommes à bord du *PROTEUS* au site d'hivernage du *DISCOVERY*, où un gros bâtiment est construit auquel on donne le nom de fort Conger. Pendant deux ans, cette équipe va recueillir des données scientifiques, notamment géologiques, dans l'île d'Ellesmere et au Groenland. En 1882, le lac Hazen est découvert et nommé par Greely. Le printemps de la même année, le lieutenant J.B.Lockwood, accompagné du sergent D.L.Brainard et d'Inuk Frederick Christiansen, lève le plan du littoral groenlandais jusqu'au Kap Washington à l'est et accomplit ainsi une nouvelle percée vers le nord, sur l'île Lockwood Ø, atteignant 83°23'N. En 1883, comme les bateaux de secours ne sont pas arrivés, Greely et son équipe, conformément aux instructions reçues, battent en retraite vers le sud à bord de petites embarcations. Ils atteignent le cap Sabine où des vivres ont été abandonnés par l'infortuné navire de secours, le *PROTEUS*. C'est là que sous une embarcation chavirée, seulement sept des 26 membres de l'équipage survivront à la famine; six d'entre eux retourneront sains et saufs aux États-Unis.

Il est à noter que la première expédition de la Commission géologique du Canada dans l'archipel arctique fut réalisée par Robert Bell qui, en 1884 et au cours des années suivantes, participa à des expéditions du gouvernement canadien pour déterminer les conditions de navigation dans le détroit et la baie d'Hudson. Il remarqua la présence de gneiss à hornblende et à mica bien rubanés ainsi que de nombreuses zones étendues de calcaire cristallin (marbre) associées aux gneiss.

Le lieutenant Robert E. Peary (fig.2-2) effectua sept expéditions dans les régions polaires entre 1891 et 1909, passant quatre hivers au Groenland et cinq dans l'île d'Ellesmere. Son goût pour les expéditions polaires lui était venu au cours du raid de reconnaissance qu'il avait fait sur l'inlandsis du Groenland en 1886. Son premier voyage d'exploration à partir des bases d'hiver du district de Thule visait principalement à cartographier cette région, à récupérer des météorites du Kap York et, en 1891 et 1895, à réaliser deux traversées de la calotte glaciaire (Peary, 1898). De son lieu d'accostage à Navy Cliff, sur la bordure nord-est de l'inlandsis, Peary s'aventura vers le nord jusqu'à Independence Fjord et jusqu'aux vastes terres qui portent maintenant son nom. Il eut l'honneur d'être le premier à apercevoir le côté est du Groenland septentrional, la partie est de la région innuitienne. Il découvrit un chenal profond vers le nord qu'il présuma être un bras de mer. Ce «chenal de Peary» et la supposée île au nord devinrent par la suite la cible d'expéditions danoises.

Peary, pendant ses premières expéditions, établit des liens étroits avec les Inuit de Thule, qui furent associés à chacun de ses voyages. En 1898, son attention se porta sur la route polaire, qui allait devenir un sujet de préoccupation pour lui et ses compagnons pendant plus d'une décennie. En 1899, de son navire le *WINDWARD*, au cap d'Urville sur la côte est de l'île d'Ellesmere, Peary visita le fort Conger de Greely (fig.2-3). En 1900, à partir d'une base située à Etah, au Groenland, Peary parcourut longuement la côte du Groenland, en découvrant le Kap Morris Jesup, et poursuivit sa route vers le sud et l'est, délimitant ainsi la côte nord et confirmant l'insularité du Groenland. Au cours de son expédition de 1898-1902, Peary termina ses

Figure 2-2. Le commandant Robert E. Peary (1856-1920) de la U.S. Navy. Sa longue carrière de géographe-explorateur dans le Haut-Arctique, tant au Groenland qu'au Canada, fut couronnée en 1909, par son projet de conquête du pôle Nord (tirée de Hayes, 1929, pages 261-262, Library of Congress 12244 US262 8234.)

principaux travaux géographiques au Groenland, et son objectif principal devint le pôle Nord, qu'il espérait atteindre par l'actuelle route polaire longeant le détroit de Nares. En 1905 et en 1908, à bord du *ROOSEVELT*, commandé par le capitaine Bob Bartlett (fig.2-4), il atteignit l'endroit où l'*ALERT* avait passé l'hiver, en bordure de la mer Polaire. Peary tenta pour la dernière fois d'atteindre le pôle Nord en 1909, avec l'aide d'équipes de soutien bien organisées et en compagnie de Mathew Henson, d'Oodaaq et de trois autres compagnons inuit.

Au cours de ces aventures, Peary et ses expéditions en traîneau firent progresser considérablement la connaissance géographique des côtes de la mer Polaire. En 1906, Peary traversa la côte nord de l'île d'Ellesmere pour atteindre l'extrémité nord de l'île Axel Heiberg, dépassant le point le plus à l'ouest atteint par Aldrich en 1876 et le reliant aux découvertes faites par Sverdrup au cours de son expédition de 1898-1902 (voir ci-dessous). En 1909, G.Borup et D.B.MacMillan, de l'équipe de Peary, modifièrent la carte de la côte groenlandaise, en route vers le Kap Morris Jesup. Même si des spécialistes des sciences de la Terre furent des premières expéditions de Peary, peu de travaux géologiques furent accomplis en général au cours de ces aventures lointaines.

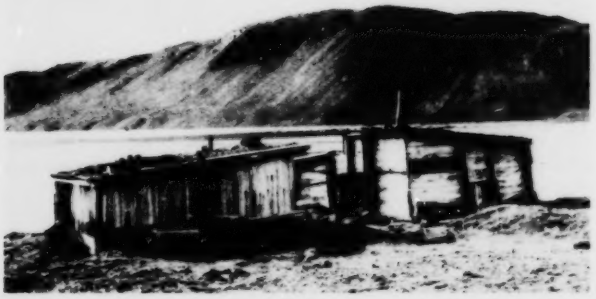


Figure 2-3. Maisons du commandant Peary à Fort Conger. Ces maisons, d'architecture inuit, ont été bâties avec les matériaux de l'important édifice construit au cours de l'expédition Greely (photo: R. L. Christie, Commission géologique du Canada, GSC-115426.)

Par la suite, un événement malencontreux vint quelque peu ternir l'histoire polaire: un ancien compagnon de Peary, Frederick A. Cook, déclara avoir atteint lui aussi le pôle Nord, mais en 1908! La controverse entourant la paternité de la découverte du pôle Nord subsiste toujours, mais les comptes rendus des deux hommes fourmillent de tant de contradictions et de mystères que les prétentions de chacun risquent fort de ne jamais être vérifiées. Cook, au cours de son expédition de 1908-1909, quitta l'Inglefield Land au Groenland, traversa l'île d'Ellesmere et parvint à l'extrémité nord de l'île Axel Heiberg.

En 1898, Otto Sverdrup engagea le *FRAM* (le même bateau qui avait servi aux expéditions de Fridtjof Nansen) dans le détroit de Smith pour explorer la côte nord du Groenland. Sverdrup comptait bien contourner le Groenland, mais lorsqu'il se rendit compte de l'impossibilité de poursuivre par le bassin Kane, envahi par les glaces, il bifurqua vers l'ouest. Les robustes Norvégiens passèrent quatre hivers dans les havres du sud de l'île d'Ellesmere et accomplirent de longues expéditions en traîneau à chiens et à skis. Les îles Axel Heiberg, Ellef Ringnes et Amund Ringnes furent découvertes, et de grandes étendues du sud et de l'ouest de l'île d'Ellesmere furent cartographiées. Le géologue Per Schei (fig.2-5) fit l'étude du complexe métamorphique précambrien et des roches sédimentaires paléozoïques et mésozoïques sus-jacentes. Schei perdit la vie peu de temps après son retour en Europe; sa collection de roches, ses rapports préliminaires et ses croquis, avec les rapports plus complets rédigés par d'autres, constituent encore aujourd'hui une solide base de connaissances sur la géologie de la région (Holtedahl, 1917).

Figure 2-4. Capitaine R.A. (Bob) Bartlett (1875-1946), fameux navigateur terre-neuvien de l'époque de la chasse aux phoques. Rompu à la navigation arctique, il guida plusieurs expéditions dans l'Arctique (tirée de Peary, 1910, p.25.)

L'exploration de la route polaire entre le Canada et le Groenland fut donc l'objet d'expéditions fréquentes et vigoureuses, qui donnèrent lieu rapidement à la publication de données géologiques. Les premiers exploits des Inglefield, Kane, Hayes et Hall permirent de recueillir des données de base sur le Bouclier précambrien et sur les séquences de couverture; dignes de mention particulière sont les rapports frappants de Sutherland (1853a,b), au nombre desquels figure la première description géologique du détroit de Smith. Kane (1856) et Hayes (1867) découvrirent des strates fossilifères horizontales du Paléozoïque (Plate-forme de l'Arctique), dont les fossiles furent décrits par le professeur J.B.Meek (1865). Les hommes de Hall mirent en évidence les couches de roches clastiques déformées qui s'étendent au nord de la plate-forme de roches carbonatées (Bessels, 1879).

Figure 2-5. Per Schei (1875-1905), de l'expédition norvégienne accomplie à bord du *Fram*; il a grandement contribué à l'avancement des connaissances géologiques sur la partie nord-est de l'archipel arctique (photo: Jacob Schei et sa famille, Trondheim, Norvège.)

La géologie d'une vaste étendue couvrant l'île d'Ellesmere et les terres adjacentes du Groenland fut cartographiée par le capitaine Henry W. Feilden (fig.2-6), naturaliste attitré de l'expédition du détroit de Nares. La carte et le rapport produits par Feilden, en collaboration avec C.E.de Rance (1878), furent les premiers travaux du genre sur la géologie arctique réalisés par un géologue à partir de ses propres données de terrain. Les collections de fossiles relativement considérables (paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques) furent décrites par Etheridge (1878) et Jeffries (1877). Astucieusement, Feilden cartographia la marge tectonique de ce qui est maintenant connu comme la zone de plissement d'Ellesmere et du Groenland, qu'il retraça sur les deux côtés du détroit de Nares. Les travaux de Feilden annoncent la géologie moderne, par l'emploi de la première nomenclature stratigraphique: «couches de Cape Rawson» et «couches de Dana Bay».

L'équipe de Greely dut abandonner ses échantillons de roches et ses instruments pour se préparer à se replier vers le sud dans de petites embarcations. Certaines données géologiques furent néanmoins recueillies: on releva la présence de débris charbonneux à plusieurs endroits dans l'île d'Ellesmere, et des arbres pétrifiés furent découverts par D.L. Brainard (sa «forêt pétrifiée») sur le promontoire Judge Daly; au Groenland, la découverte de roches volcaniques sur l'île Lockwood Ø (première mention du Groupe de Kap Washington) constitua une contribution remar-

Figure 2-6. Le capitaine Henry Wemyss Feilden (1838-1921), naturaliste attitré de l'expédition du détroit de Nares; il fut le premier à produire une carte géologique de l'Arctique à partir de ses propres observations (photo gracieuseté du Museum of King's Own Royal Lancaster Regiment, Royaume-Uni.)

quable. À cette époque, la division fondamentale des terranes septentrionaux en couches carbonatées monoclinales au sud et roches clastiques plissées au nord (c.-à-d. les couches de Cape Rawson de Feilden) avait été faite; de plus, d'après des observations de Peary faites à Navy Cliff en 1892 et 1895, les vastes terranes de roches sédimentaires non plissées se prolongeaient dans le Groenland septentrional jusqu'à la côte est. Les échantillons de roches métamorphiques rapportés de l'extrême nord de l'île d'Ellesmere par l'équipe de Nares et par Robert Peary ne sont sans doute pas étrangers aux hypothèses avancées par Charles Schuchert (1923) au sujet des géosynclinaux nord-américains. La zone sédimentaire septentrionale fut désignée du nom de «géosynclinal franklinien», et un cordon hypothétique de roches cristallines la bordant fut appelé «Pearya» (chapitre 4).

Les travaux de reconnaissance de roches sédimentaires réalisés par Per Schei firent progresser considérablement la connaissance de ce que l'on appelle maintenant la Plateforme de l'Arctique, le géosynclinal franklinien et le bassin de Sverdrup; Schei, par exemple, fut le premier à mettre en évidence le plissement important de la séquence mésozoïque. Les divisions de la colonne stratigraphique de Schei ont été retenues, et les noms de formation ont par la suite été appliqués. De plus, un ancien rapport sur le complexe métamorphique précambrien de l'île d'Ellesmere et du Groenland (Bugge, 1910) découle directement des travaux réalisés sur le terrain par Schei. Les nombreux fossiles recueillis par Schei furent systématiquement décrits dans les publications par des spécialistes choisis. L'expédition norvégienne qui s'échelonna sur quatre années jusqu'en 1902, à bord du *FRAM*, permit mieux que toute autre expédition antérieure d'étendre les connaissances géographiques et géologiques au sujet de la partie est des îles arctiques. (Dawes et Christie, 1986).

IV. EXPLORATION GÉOGRAPHIQUE PAR NAVIRE ET TRAÎNEAU À CHIENS, 1903-1947

Les premières années du siècle furent marquées par un changement dans les motifs véritables des expéditions polaires. S'il est vrai que les revendications territoriales et le déploiement des drapeaux nationaux sur les terres nouvellement découvertes ont toujours été le droit incontesté des explorateurs, plusieurs des exploits décrits dans les sections précédentes et réalisés par des Britanniques, des Américains et des Norvégiens furent davantage motivés par le prestige attaché à certains objectifs comme la conquête du pôle Nord, la circumnavigation du Groenland et la découverte du passage du Nord-Ouest. Cela dit, la question de la souveraineté finit par l'emporter sur les autres considérations, et certaines expéditions canadiennes et danoises eurent précisément comme motif primordial de consolider l'emprise des pays sur les territoires découverts. Ces expéditions, réalisées avec l'appui des gouvernements, se limitèrent à des zones précises: les expéditions danoises effectuées entre 1906 et 1918 se limitèrent au Groenland septentrional, tandis que les expéditions canadiennes au cours de la même période dépassèrent rarement le détroit de Nares. Il est à noter que les prétentions britanniques à la souveraineté de l'Arctique furent abandonnées au Canada en 1880, mais les découvertes géographiques de Peary dans le Grand Nord, en particulier au Groenland, eurent naturellement une forte résonance politique. Le Canada, par conséquent, prit des mesures précises pour faire valoir ses nouveaux droits territoriaux; le Danemark fit de même et, en 1916, proclama sa souveraineté sur tout le Groenland. Les États-Unis renoncèrent à tout droit sur le Groenland septentrional en 1917, dans le cadre de négociations pour l'acquisition des Antilles danoises (maintenant les îles Vierges).

Les principales expéditions (gouvernementales et privées) qui eurent lieu pendant cette période étaient composées d'équipes peu nombreuses, qui souvent devaient parcourir de grandes étendues en bateau et en traîneau à chiens pour explorer les parties les plus reculées de la région, dont on n'avait des côtes qu'une idée approximative. Des géologues accompagnèrent ou même dirigèrent ces expéditions, et leur présence permit d'étendre considérablement la connaissance géologique des îles pendant cette période.

La «période souverainiste» s'amorça avec l'expédition canadienne commandée par A.P. Low de la Commission

géologique du Canada, qui navigua dans la baie d'Hudson, le détroit de Smith et le détroit de Lancaster en 1903 et 1904. Les droits de souveraineté sur l'archipel arctique furent confirmés par des actes de déclaration prononcés en plusieurs endroits, par la mise en place de postes douaniers permanents, par le prélèvement de droits sur la pêche à la baleine et par la «patrouille» du baleinier à vapeur le *NEPTUNE*. Low (1906) fit des rapports géologiques sur diverses localités du détroit de Nares, du détroit de Lancaster et de l'île de Baffin, mais sa principale contribution fut de résumer les connaissances géologiques que l'on avait alors de la région traversée par son navire. Sa carte géologique couvrait la plupart des îles de l'archipel arctique et la côte nord-ouest du Groenland.

À l'époque de cette expédition du *NEPTUNE*, le norvégien Roald Amundsen effectua la première navigation du passage du Nord-Ouest à bord du *GJØA*, petit bateau de 47 tonnes construit pour la pêche au hareng. Après s'être engagé dans l'archipel à partir du Groenland en 1903, le bateau passa deux hivers à l'île King William, dans un havre maintenant appelé Gjoa Haven. Amundsen releva la nouvelle position du pôle Nord magnétique, qui s'était déplacé vers le nord-ouest depuis le relevé effectué par Ross sur la presqu'île de Boothia.

J.G. McMillan, géologue attitré des voyages du capitaine J.E. Bernier à bord du D.G.S. *ARCTIC* (fig.2-7) entre 1906 et 1911, rédigea un compte rendu de ses observations géologiques et analysa les synthèses qui avaient été faites par Haughton, Low et Edward Suess sur la géologie de l'archipel arctique (McMillan, 1910). L'*ARCTIC* navigua dans plusieurs détroits et chenaux, notamment le détroit de Parry, et passa trois hivers dans les îles: à l'inlet Pond, dans l'île de Baffin; au havre Winter (quartiers d'hiver de Parry), dans l'île Melville; et à la baie Arctic, dans l'île de Baffin. L'équipe de Bernier recueillit de nombreux documents et objets historiques et «annexa» au Canada «l'ensemble de l'archipel arctique», déposant pour l'occasion une plaque (en 1909) au havre Winter de l'île Melville.

Figure 2-7. Le C.G.S. *Arctic*, autrefois appelé le *Gauss*, navire de 650 tonnes construit en Allemagne et qui avait navigué dans l'Antarctique. Entre 1904 et 1925, il fut utilisé sur les eaux recouvertes de glace du Nord canadien. Sur la photo (1925), le bateau est ancré dans le havre Dundas (photo: G.H.Valiquette; Archives publiques du Canada, PA-102494.)

À la fin des travaux géographiques de Robert Peary au Groenland, en 1902, le sort des habitants du Groenland septentrional, les Inuit de Thule, commença à préoccuper vivement les autorités danoises. En effet, avant de tourner ses ambitions vers le Pôle, Peary avait établi avec les Inuit du district de Thule une étroite association qui avait duré toute une décennie. Peary parti, les Inuit étaient privés de certains outils modernes (armes, munitions et ustensiles) dont ils ne pouvaient plus se passer. Or, l'Expédition littéraire danoise (1902-1904) dirigée par Ludwig Mylius-Erichsen et celle dirigée par l'Administration du Groenland en 1905 et 1906 à 1908, rétablirent des services commerciaux indispensables. Suite au départ de Peary en 1910, Peter Freuchen et Knud Rasmussen (fig.2-8) mirent sur pied à Thule la station commerciale bien connue, qui allait devenir la base d'opérations de plusieurs expéditions «Thule» qui se firent vers le Grand Nord de 1912 à 1924.

Pendant quelques années, le district de Thule constitua la limite nord des activités danoises au Groenland. Les côtes de la route polaire avaient été relevées par les Britanniques et les Américains, et ne manquaient sur les

Figure 2-8. Knud Rasmussen (1879-1933), ethnographe danois du Groenland qui, au cours des nombreuses expéditions qu'il a menées dans la Thule Land entre 1912 et 1924, a parcouru toute la région arctique de l'Amérique du Nord, depuis l'Alaska jusqu'à la Peary Land, au Groenland La photo a été prise en 1910 à Thule, au Groenland (tirée de «Bogen om Knud», Westermanns Forlag, Copenhague, 1943.)

cartes que certaines parties du nord-est du Groenland. Aussi, le gouvernement danois entreprit-il d'appuyer des expéditions vers le Groenland septentrional, à la fois par la route polaire et par la mer du Groenland. Même s'il s'agissait avant tout d'accomplir des levés et des travaux de cartographie au cours de ces expéditions, les équipes reçurent néanmoins des instructions précises quant aux travaux géologiques qu'elles seraient également appelées à réaliser.

Cet assaut du Grand Nord débuta avec la prestigieuse expédition du *DANMARK*, parti de Copenhague en 1906 pour effectuer un levé de la *terra incognita* du nord-est du Groenland, soit la partie est de la région innuitienne. Les quartiers d'hiver des 28 hommes furent établis à 77°N, à un endroit qui est devenu la station météorologique de Danmarkshavn. En 1907, des expéditions en traîneau atteignirent la latitude de 83°30'N, et le réseau des fjords profonds Independence, Hagen et Danmark fut exploré et rattaché aux terres découvertes par Peary. On découvrit au cours de cette expédition que le détroit de Peary n'était pas un bras de mer (comme Peary l'avait supposé) et que la partie nord du Groenland ne formait pas une île (Amdrup, 1913a,b). Cependant, ces observations obligèrent Mylius-Erichsen et deux de ses compagnons, le lieutenant N.P. Høeg Hagen et le groenlandais Jørgen Brønlund (fig.2-9), à retarder leur repli vers le sud, ce qui devait leur coûter la vie. Cette fin tragique fut révélée en 1908, lorsqu'une équipe de secours en traîneau découvrit le corps de Brønlund, son journal et quelques croquis de cartes de Hagen. Brønlund y mentionne la mort de ses deux compagnons, mais leur corps et leurs journaux ne furent jamais retrouvés.

Figure 2-9. Jørgen Brønlund (1877-1907), compagnon groenlandais de Mylius-Erichsen et Høeg Hagen. Les trois périrent au cours d'une expédition dans le Groenland septentrional, 1907-1908 (croquis d'Achton Friis, 1906; d'après Astrup, 1913a, pages 191-192.)

De retour au Danemark en 1908, les membres de l'expédition, plus riches de nouvelles connaissances géographiques mais éplorés par la tragédie qui venait de les frapper, pressèrent Ejnar Mikkelsen d'obtenir une aide gouvernementale qui leur permettrait de repartir à la recherche des corps de Mylius-Erichsen et de Hagen et des notes de ces derniers et de faire des observations dans le détroit de Peary. Les membres de l'expédition Alabama, dirigée par Mikkelsen, quittèrent Copenhague en 1909 à bord du yacht de 50 tonnes l'*ALABAMA*. L'avancée dans les glaces de la mer du Groenland fut lente, et il fallut établir des quartiers d'hiver dès la latitude de 75°. En 1910, Mikkelsen, accompagné d'Iver Iversen, se rendit jusqu'au lieu du drame, au Danmark Fjord, après un long périple en traîneau. Ils retrouvèrent deux cairns et des rapports, mais nulle trace de vie. Cette expédition permit de réaliser des travaux géologiques et des levés, mais elle faillit mal se terminer. En août 1910, l'*ALABAMA* se coinça dans les glaces et coula, mais l'équipage fut secouru par un baleinier norvégien. Entre temps, Mikkelsen et Iversen, partis en expédition vers le nord, furent forcés de demeurer dans un avant-poste éloigné avant d'être recueillis en 1912 (Mikkelsen, 1922).

La perte de l'*ALABAMA* est importante en ce qu'elle modifia le cours de l'exploration danoise du Grand Nord. Des plans avaient été échafaudés pour la réalisation de levés et de recherches scientifiques dans le Groenland septentrional par de petites équipes en traîneau de style inuit, qui devaient «compter sur les ressources naturelles pour subsister». La première expédition de 1912 devait inclure l'exploration du détroit de Peary par la route polaire. Cependant, comme on n'avait reçu aucune nouvelle de Mikkelsen depuis deux ans, les plans furent modifiés à la hâte pour que la première expédition Thule, dirigée par Knud Rasmussen avec Peter Freuchen, traversât la calotte glaciaire pour atteindre le Danmark Fjord. On ne retrouva aucune trace de Mikkelsen mais, en revanche, on refit l'observation que le détroit de Peary n'était pas un bras de mer (sans savoir que Mylius-Erichsen était arrivé à la même conclusion cinq ans auparavant). Nul ne sait ce qu'il advint des membres disparus de l'équipe de Mylius-Erichsen ni quelles routes ils empruntèrent, mais encore aujourd'hui, des expéditions s'organisent à la recherche d'indices.

Une autre prétention de Peary, selon laquelle il aurait aperçu la Terre de Crocker dans l'océan Arctique, fut à l'origine d'une nouvelle expédition américaine: l'expédition vers la Terre de Crocker de Donald B. MacMillan, de 1913 à 1917. MacMillan avait contribué au transport par traîneau de l'équipe de Peary partie à la conquête du pôle Nord; il proposait maintenant une exploration systématique du secteur de l'océan Arctique où l'explorateur avait cru entrevoir la terre en question et des «sommets enneigés». À partir d'une base établie à Etah, au Groenland, de longues pointes furent poussées dans la partie est de l'archipel arctique par MacMillan et par un détachement dirigé par le géologue W.E. Ekblaw (MacMillan, 1918).

L'une des expéditions les plus importantes et les plus colorées réalisées dans l'Arctique canadien fut celle de Vilhjalmur Stefansson, qui dura de 1913 à 1918. Ce fut le premier projet scientifique d'importance mené dans l'archipel arctique avec l'appui du gouvernement canadien. Stefansson, qui avait travaillé pour des intérêts privés sur le continent et sur l'île Victoria entre 1908 et 1912, proposa la mise en œuvre d'un programme multidisciplinaire qui intégrerait à l'exploration géographique de nombreuses études d'autres types, notamment géologiques. L'appui nécessaire à l'expédition fut bientôt obtenu: des îles inconnues devaient, croyait-on alors, se trouver dans la mer de Beaufort, au nord-ouest de l'archipel, et les droits de souveraineté sur ces îles était un sujet de préoccupation croissante. Les membres de l'expédition furent divisés en deux équipes: un groupe scientifique, placé sous la direction de R.M. Anderson (commandant en second), sillonna la région couvrant le nord du continent, le golfe Coronation et le sud de l'île Victoria, et une équipe dite «du Nord», dirigée par Stefansson lui-même, explora un vaste territoire dans la mer de Beaufort et les îles occidentales. Bob Barlett (fig.2-4), capitaine rompu à la navigation arctique, commanda le principal navire de l'expédition, le *KARLUK*. Les travaux scientifiques produisirent des résultats considérables qui furent publiés dans une série de volumes échelonnés sur plusieurs années; Stefansson et son équipe du Nord découvrirent les dernières îles majeures de l'archipel: Brock, Borden, Mackenzie King, Meighen et Lougheed. L'expédition, cependant, fut en proie à des contretemps et à la discorde. Ce fut d'ailleurs l'une des pages les plus tragiques de l'histoire du Nord canadien, que la dérive et le naufrage du *KARLUK* dans les eaux sibériennes et la perte de plus de la moitié de l'équipage de 28 hommes.

La délimitation géographique de l'archipel arctique canadien et du Groenland avait été faite avant la Première Guerre mondiale. Pendant quelques années, il y eut peu d'activité dans l'Arctique canadien, mais le Groenland septentrional, de la Melville Bugt au Danmark Fjord, fut soumis systématiquement par les Danois à des travaux de cartographie géographique et géologique. Cette tâche importante fut essentiellement réalisée entre 1916 et 1928 au cours de deux expéditions, à savoir la deuxième expédition Thule, de 1916 à 1918, et l'Expédition du Bicentenaire, de 1920 à 1923. Cet épisode de l'histoire de l'exploration est associé au nom de Lauge Koch (fig.2-10), qui assuma les fonctions de cartographe et de géologue pendant les deux expéditions et qui devait, pendant les 40 années suivantes, participer à des travaux scientifiques au Groenland, organisant et dirigeant sur le terrain des opérations géologiques en traîneau à chiens, en bateau et en aéronef.

Pour ces deux expéditions, on eut recours aux services des Inuit de Thule. L'expédition Thule, dirigée par Knud Rasmussen, fit le levé de la côte entre la Melville Bugt et la Peary Land (Rasmussen, 1927); l'Expédition du Bicentenaire, dont le commandement fut confié à Koch, poursuivit le levé de la côte nord de la Peary Land jusqu'à la mer de Wandel, «la seule partie de la côte du Groenland qui n'eût pas encore été traversée par un Danois» (Koch, 1926). Dans les deux expéditions, des chiens durent être sacrifiés devant la menace d'une famine; décimées, les expéditions retournèrent dans le district de Thule en traversant la calotte glaciaire. Les résultats scientifiques (cartographiques, physiographiques, géologiques, glaciologiques) de ces deux expéditions furent considérables. Koch compila ses données de base en deux séries de cartes: 19 cartes topographiques à l'échelle de 1/300 000 (Koch, 1932) et cinq cartes géologiques à diverses échelles (Koch, 1929b, 1933; Dawes et Haller, 1979). Il restait de nombreux relevés à exécuter sur le terrain pour l'établissement des cartes de base, en particulier dans les régions des fjords intérieurs; aussi, Koch prévoyait-il de retourner dans le Nord. Cependant, le climat politique se détériora et la Norvège contesta au Danemark son droit souverain sur l'ensemble du Groenland (un traité territorial avait été conclu entre la Norvège et le Danemark en 1924, mais en 1931, la Norvège annexa officiellement une partie du Groenland oriental). Une présence danoise sur la côte est devint donc nécessaire et, en 1926, Koch réorienta ses activités vers le Groenland oriental, où il les poursuivit jusqu'à la fin des années 50. Les Danois effectuèrent d'autres travaux dans le nord-est du Groenland; entre autres, l'expédition d'Eigil Knuth et d'Ebbe Munck, en 1938-1939 (Nielsen, 1941), atteignit la région de 81°N pendant le levé de la Kronprins Christian Land. Cependant, mises à part les premières incursions aériennes de Lauge Koch (voir ci-dessous), personne ne se rendit au Groenland

Figure 2-10. Lauge Koch (1892-1964), géologue et cartographe danois qui, de 1916 à 1923, a effectué le premier levé régional du Groenland septentrional, en se déplaçant en traîneau à chiens. En 1933, il fut le premier à survoler le nord du Groenland, atteignant à peu près 82°30' de latitude Nord, à partir de son camp principal dans l'est du Groenland (photo prise au début des années 30, Arktisk Institut, Copenhague.)

septentrional entre 1921 (voyage en traîneau de Koch) et les débuts de l'utilisation des aéronefs au lendemain de la Seconde Guerre mondiale.

Dans l'ouest, d'autres expéditions Thule furent organisées, et deux d'entre elles atteignirent la région innuitienne. Au cours de la troisième expédition Thule, dirigée par le commandant Godfred Hansen, des vivres furent déposés en cache de loin en loin de long de la route polaire, dans l'extrême nord de l'île d'Ellesmere et dans l'île Victoria, en prévision de l'exploration polaire transarctique qu'Amundsen devait effectuer à bord du *MAUD* (Hansen, 1921). Hansen recueillit des fossiles au Groenland (Teichert, 1937a). La cinquième expédition Thule, qui eut lieu de 1921 à 1924 sous la direction de Rasmussen, entreprit la grande traversée de tout l'Arctique nord-américain, du Groenland à l'Alaska, tout en réalisant des travaux scientifiques, notamment ethnologiques et géologiques.

Au cours des années 20 et 30, plusieurs autres équipes parcoururent un vaste territoire dans l'archipel arctique et firent avancer les connaissances géologiques de l'époque. Par exemple, les voyages annuels de la «patrouille de l'Arctique oriental» du gouvernement canadien dans l'est de l'archipel, effectués par le capitaine Bernier à bord de son navire l'*ARCTIC* (fig.2-7), débutèrent en 1922; ces patrouilles permirent à la Gendarmerie royale du Canada et à d'autres corps nouvellement constitués du gouvernement d'administrer cette région immense et peu peuplée à laquelle en haut lieu on commençait finalement à s'intéresser. Le bateau apporta des services de police à la presqu'île Bache (fig.2-11), à Craig Harbour, à Dundas Harbour et ailleurs, et la Gendarmerie royale entreprit de longues patrouilles en traîneau à chiens. Dans les îles de la Reine-Élisabeth, des Inuit du Groenland prêtèrent leur concours à ces patrouilles. L'une des plus célèbres fut celle que réalisa en 1932, sur une distance de quelque 2200 km, le caporal H.W. Stallworthy parti à la recherche du géologue allemand disparu, H.K.E. Krueger, et de ses compagnons danois et groenlandais. Le même Stallworthy se joignit en 1934-1935 à l'expédition de l'Université d'Oxford vers la Terre d'Ellesmere, avec laquelle il passa l'hiver à Etah (Groenland); plusieurs équipes en traîneau, accompagnées d'Inuit, effectuèrent des excursions dans l'île d'Ellesmere. Digne de mention aussi est une expédition dans le Nord qui conduisit à la première ascension des glaciers et des monts de la chaîne United States (Moore, 1936). Le géologue de l'expédition, Robert Bentham, effectua des études tant dans l'île d'Ellesmere qu'au Groenland et, de 1936 à 1938, il poursuivit ses travaux en accompagnant des patrouilles de la Gendarmerie royale du Canada.

Au cours des années 20 et 30, on assista également à l'implantation de nombreux comptoirs commerciaux dans les régions est (îles de Baffin, Devon et Somerset) et ouest (île Victoria et King William et littoral du continent) de l'Arctique. Les navires de la Compagnie de la baie d'Hudson le *NASCOPIE* et l'*AKLAVIK* se rencontrèrent en 1937 dans le détroit de Bellot, l'un venant de l'est et l'autre de l'ouest; ce fut la première utilisation commerciale du passage du Nord-Ouest. (Le détroit de Bellot fut parcouru d'ouest en est en 1940 à 1942 par le sergent d'état-major Henry Larsen, à bord du *ST. ROCH*, goélette en bois appartenant à la police. En 1944, Larsen ramena le même navire d'est en ouest en une seule saison, durant la période d'eaux libres de glace.)

Les dernières personnes à avoir visité les îles avant la Seconde Guerre mondiale furent des membres de l'expédition danoise de Thule et de la Terre d'Ellesmere, qui établirent leurs quartiers d'hiver sur le bord du détroit de Smith, du côté du Groenland. Aidés par des équipages de chiens et des conducteurs inuit, les membres de l'expédition parcoururent de grandes étendues du Groenland et de l'île d'Ellesmere et atteignirent l'île Axel Heiberg où Johannes C. Troelsen (fig.2-12) fit d'importantes observations géologiques. À leur retour aux quartiers d'hiver en 1940, les équipes en traîneau apprirent que, la guerre ayant éclaté, il leur était impossible de retourner au Danemark.

La science géologique a progressé rapidement entre 1903 et 1947, notamment sous l'impulsion de l'Autrichien Edward Suess, l'auteur d'une synthèse globale de la géologie mondiale. Son oeuvre immense (1885-1924), dans laquelle il a intégré pratiquement toutes les connaissances géologiques diffusées par les publications antérieures, est un jalon important dans l'évolution de la pensée géologique; avec elle, s'est ouverte l'ère moderne de la géologie. Les géologues qui se rendirent dans l'archipel arctique entre 1903 et 1947 observèrent les strates et les structures dans l'optique de la «nouvelle tectonique», et les interprétations qui en découlèrent firent progresser à grands pas les connaissances géologiques sur l'Arctique nord-américain. Par exemple, W.E. Ekblaw, géologue de l'expédition de la Terre de Crocker (1913 à 1917), traversa le centre et le nord de l'île d'Ellesmere et en ramena des fossiles (décrits par Troelsen, 1950). J.J. O'Neill (1924), de la Commission géologique du Canada, accompagna l'équipe du sud de l'Expédition de l'Arctique canadien (1913 à 1916) et rédigea un rapport sur les régions côtières continentales de l'ouest de l'Arctique. Un membre de la cinquième expédition Thule, Therkel Mathiassen (1933), de même que Kurt Teichert (1937b) rendirent compte des prélèvements géologiques effectués dans l'île de Baffin, la presqu'île Melville et l'île King William. L.J. Weeks (1927), de la Commission géologique du Canada, se rendit dans des localités côtières des îles de Baffin, Devon et d'Ellesmere à bord du patrouilleur du capitaine Bernier, l'*ARCTIC* (et plus tard le *BEOTHIC*); avec M.H. Haycock, qui passait l'hiver à Pangnirtung, il étudia la région de la baie Cumberland et du lac Nettilling. En 1927, des Américains (l'expédition Putnam vers l'île de Baffin), explorèrent la région de la péninsule Foxe et du lac Amadjuak et prélevèrent des échantillons géologiques dans le terrane paléozoïque. De 1934 à 1938, R. Bentham (1936, 1941) étudia le Précambrien et sa couverture dans le sud de l'île d'Ellesmere et la partie adjacente du Groenland; H.Drever et J.M. Wordie (Wordie, 1938) s'intéressèrent à leur tour à la coupe de la presqu'île Bache observée par Bentham; D.A. Nichols (1936) préleva des coquilles marines dans les plages soulevées à Dundas Harbour (qui était à cette époque un comptoir commercial de la Compagnie de la Baie d'Hudson). Dans le sud de l'archipel, A.L. Washburn (1947) fit un compte rendu détaillé de la géologie des régions côtières situées entre le sud de l'île Banks et l'île King William, en se basant sur des travaux effectués sur le terrain entre 1938 et 1941.

Toutes les observations géologiques susmentionnées furent exécutées par plusieurs expéditions indépendantes les unes des autres, qui œuvraient dans des régions très éloignées les unes des autres et qui, de plus, poursuivaient des objectifs différents. On ne s'étonnera donc pas du

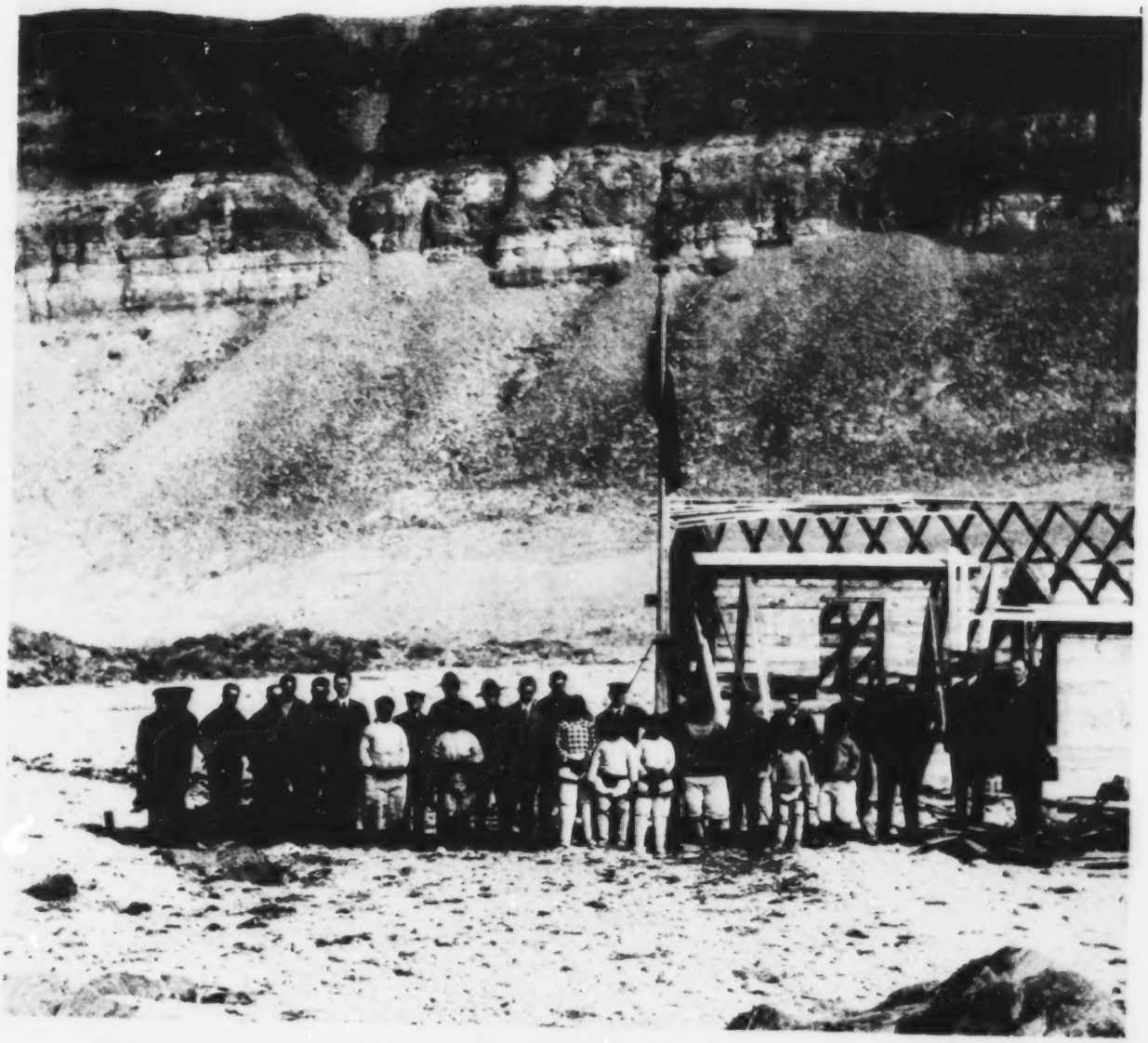


Figure 2-11. Le poste de police de la presqu'île Bache, à l'époque de sa construction en 1926. Les hommes de la G.R.C. et de l'équipage posent en compagnie d'Inuit du Groenland. Ces derniers ont aidé la police canadienne à se déplacer et à vivre dans le Haut-Arctique. M.H. Haycock et L.J. Weeks sont respectivement les septième et treizième à partir de la gauche. À l'arrière, on observe des strates du Cambrien (photo: M.H. Haycock.)

manque de continuité dans les travaux géologiques de cette époque, ni de la rareté des synthèses géologiques systématiques. Toutefois, les voyages de Lauge Koch dans le Groenland septentrional donnèrent à ce géologue l'occasion de traverser toute la région allant de la Melville Bugt à la mer de Wandel et d'établir une corrélation avec les observations faites au cours des expéditions dans l'est du Groenland. Des cartes régionales et des synthèses furent ainsi produites (par ex. Koch, 1920, 1923, 1925, 1929a, 1929b, 1932, 1933, 1935a). Koch (1929a) divisa la succession protérozoïque-paléozoïque en quelque 20 formations qu'il porta sur ses cartes, et il retraça les principales unités structurales de la région. Le bouclier précambrien, la Plate-forme de l'Arctique (la «grande plaine sédimentaire» de Koch) et le géosynclinal franklinien (le «géosynclinal du détroit de Smith» de Koch) et sa zone de «plissement calédonien» au nord, furent également corrélés avec des unités de l'archipel arctique qui commençaient à se dégager des travaux de Per Schei. De plus, Koch recueillit durant ses voyages un grand nombre de fossiles

Figure 2-12. Johannes C. Troelsen, géologue danois qui a passé de nombreuses années au Groenland septentrional et voyagé dans l'île d'Ellesmere et l'île Axel Heiberg. Troelsen a été membre de la dernière expédition en navire et en traîneau à chiens (période précédant la Seconde Guerre mondiale) ainsi que de la première expédition aéroportée dans la région innuitienne, en 1947 (photo: Eigil Knuth, 1948.)

dont l'étude jeta les bases de traités publiés à Copenhague dans la série «Meddelelser om Grønland» par Christian Poulsen, Curt Teichert, Gustav Troedsson et d'autres.

Des synthèses géologiques de la région innuitienne furent établies à cette époque par Frebold (1934, 1942), Koch (1935a), Teichert (1939) et Kindle (1939). Elles servirent de canevas aux travaux que réalisa J.C. Troelsen (1939 à 1941) au Groenland, dans l'île d'Ellesmere et dans l'île Axel Heiberg. Troelsen établit l'existence de la discordance sous-jacente au Pennsylvanien à la base de la partie supérieure de la succession paléozoïque-mésozoïque-tertiaire (le bassin de Sverdrup). Sa synthèse complète de la géologie de cette région, illustrée par une carte (Troelsen, 1950), marqua la fin d'une époque au cours de laquelle les connaissances géologiques furent entièrement acquises sans le concours de l'aéronef.

V. LES ÉTUDES GÉOLOGIQUES À L'ÈRE DE L'AÉRONEF[3]

L'avènement de l'aéronef dans l'archipel arctique après la Seconde Guerre mondiale marqua un point tournant de l'exploration géologique de cette région. De petits avions de brousse firent quelques incursions dans le Nord canadien au cours des années 30, et plusieurs vols atteignirent la région innuitienne. Par exemple, l'expédition arctique de MacGregor en 1937-1938, qui avait son quartier général à Etah, au Groenland, fit des vols de reconnaissance à bord d'un hydroglisseur Waco, dont un survol du bassin polaire au nord-ouest de l'île d'Ellesmere, à la recherche de la Terre de Crocker (MacGregor, 1939). Déjà en 1933, pendant le premier levé photogrammétrique de l'est du Groenland réalisé par l'Institut géodésique de Copenhague, Lauge Koch avait survolé l'est du Groenland septentrional à bord d'un hydravion Heinkel, et apporté conséquemment des révisions importantes à la carte de cette région (Koch, 1935b). Encouragé par se succès, et continuant sur sa lancée, Koch partit du Svalbard en 1938, à bord d'un aéronef Dornier-Wal «Perssuaq», cartographier l'arrière-pays de la Terre de Peary, qui était inconnu jusqu'alors. Au cours de ces vols, il découvrit enfin la véritable nature du détroit de Peary, dont on a vu l'importance pour les premières expéditions danoises (Koch, 1940): il s'agissait d'une longue vallée étroite, avec des lacs, qui reliait les côtes nord et est.

Les travaux d'avant-guerre réalisés par les Danois à l'aide d'avions et les expériences photogrammétriques faites dans le Grand Nord eurent un succès retentissant et firent franchir un pas de géant aux techniques de cartographie. Utilisée à des fins cartographiques depuis le milieu des années 20, la photographie aérienne, appuyée par l'usage de cartes topographiques fiables, devint bientôt un outil indispensable aux travaux géologiques sur le terrain. D'autre part, la mise au point d'avions long-courriers construits durant la guerre permirent d'établir des stations météorologiques dans des régions reculées de l'Arctique et rendirent possible des aller-retour en une seule saison, épargnant aux géologues l'obligation de passer un ou plusieurs hivers dans ces contrées isolées.

L'ère de la géologie aéroportée commença véritablement en 1947, lorsqu'un avion amphibie Catalina (PBY) de la Marine royale danoise (fig.2-13), avec à son bord les membres de la première expédition majeure réalisée dans la région innuitienne (l'expédition danoise de la Peary Land), se posa sur le Jørgen Brønlund Fjord (82°N), au sud de la Peary Land, après avoir été contraint par le mauvais temps à se détourner du lieu d'atterrissage prévu initialement, au nord de 83°N. Cette expédition pluridisciplinaire (1947 à 1950), dirigée par l'archéologue Eigil Knuth, travailla pendant trois ans dans le Groenland septentrional. On s'y relayait chaque année par Catalina: J.C. Troelsen y travailla en 1947 et 1948, suivi de K. Ellitsgaard-Rasmussen en 1949. Les travaux géologiques effectués dans les régions éloignées de la station «Brønlundhus» (fig.2-14) furent réalisés en traîneau à chiens. Troelsen (1949) travailla surtout dans le sud de la Peary Land, sur la Plate-forme de l'Arctique et dans la partie supérieure de la section paléozoïque-mésozoïque-tertiaire (qu'il compara aux sédiments du bassin de Sverdrup qu'il connaissait); et Ellitsgaard-Rasmussen (1955) se dirigea vers le nord pour faire des recherches dans la zone de plissement de North Greenland, tandis que B.Fristrup (1952) entreprit des travaux glaciologiques.

En 1947, Y.O. Fortier de la Commission géologique du Canada réalisa une reconnaissance géologique aérienne de l'archipel arctique canadien pendant qu'il accompagnait l'équipe de l'Observatoire fédéral à bord d'un hydravion Canso de l'Aviation royale du Canada (Fortier, 1948). Au cours de la même année, s'amorça l'aménagement du réseau

[3] Cette période s'étend de 1947 à aujourd'hui. Cependant, l'historique qui suit ne relatera avec quelque détail que les travaux réalisés avant la fin des années 70. Les travaux plus récents seront décrits dans les chapitres suivants du présent volume.

Figure 2-13. Catalina (PBY) de la marine royale danoise sur le Jørgen Brønlund Fjord, en 1949. L'utilisation du PBY lors de l'expédition d'Eigil Knuth dans la Peary Land (1947-1950) marqua le début d'une nouvelle ère de l'exploration du Grand Nord, celle des équipes géologiques aéroportées (photo: Børge Fristrup, 1949.)

Figure 2-14. La «Brønlundhus», au Jørgen Brønlund Fjord, dans la Peary Land (83°10' de latitude Nord), station hivernale de l'expédition danoise dans la Peary Land (1947-1950). Il s'agissait de la première expédition aéroportée dans la région innuitienne. On observe des strates du Cambrien à l'arrière (photo: Børge Fristrup, 1948.)

des six stations météorologiques arctiques (stations météorologiques mixtes de l'Arctique ou JAWS, exploitées conjointement par le Canada et les États-Unis), dotées chacune d'une piste d'atterrissage et occupées à longueur d'année. Deux stations météorologiques exploitées conjointement par les États-Unis et le Danemark furent mises en place dans le Groenland septentrional: l'une à Thule (76°30'N) et l'autre à Station Nord, vers le nord-est (82°N). Une station radio-météo avait été exploitée à Thule durant la Seconde Guerre mondiale et, en 1951-1952, une base aérienne militaire américaine y avait été aménagée. Les moyens de transport classiques, par navire, bateau ou canot, et traîneau à chiens, restèrent en usage pendant de nombreuses années, comme on pourra le constater plus loin, mais la possibilité de compter sur un appui aérien modifia rapidement et de façon importante le style et la cadence des travaux sur le terrain dans l'Arctique. À la fin des années 40 et durant les années 50, entrèrent en scène des équipes qui, au départ de la base aérienne de Thule ou d'un brise-glace, atteignirent par hélicoptère la très septentrionale mer de Lincoln. Le U.S.S. *EDISTO* (voir Kurtz et Wales, 1951; Kurtz et al., 1952), le U.S.S. *EASTWIND* (Prest, 1952) et le U.S.S. *ATKA* (Davies et al., 1959) appuyèrent les travaux sur le terrain pendant cette période. En outre, certaines «opérations» militaires des années 50 et du début des années 60 comportèrent des études en géologie, géomorphologie et géologie de l'ingénieur; il faut signaler à cet égard les travaux réalisés dans le Groenland septentrional par William E. Davies et Daniel B. Krinsley de la U.S. Geological Survey sur la géologie du socle et des formations en surface (Davies, 1972; Davies et al., 1959, 1963). L'importance stratégique militaire du Grand Nord fut à l'origine de la couverture complète de cette région par photographie aérienne; les premiers levés aériens visant l'établissement de cartes furent réalisés par l'armée de l'air américaine en 1947, et les photographies trimétrogon qui en résultèrent furent utilisées pour préparer des cartes topographiques avec courbes de niveau.

Des géologues danois participèrent aux «opérations» militaires susmentionnées. De plus, en 1952 et 1953, des équipes comptant parmi leurs membres P.J. Adams, J.W. Cowie et E. Fränkl se rendirent en hydravion participer à des sorties organisées par Lauge Koch à partir de son camp de base dans l'est du Groenland. Fränkl (1955), accompagné de Fritz Müller, atteignit la côte nord de la Peary Land (83°30'N).

Dans l'Arctique canadien, la prospection géologique aérienne prit son essor pour de bon en 1955, avec le lancement de l'opération Franklin de la Commission géologique, un levé de reconnaissance géologique et géophysique aéroportée. Des équipes géologiques de deux personnes se firent déposer par un hélicoptère Sikorsky S-55 à des endroits stratégiques très éloignés les uns des autres. La faible étendue des zones étudiées, combinée à une analyse approfondie des photographies aériennes, permit au groupe de 11 géologues de dresser des cartes géologiques à l'échelle de 8 milles au pouce (1/506 880) et d'établir les colonnes stratigraphiques correspondantes (Fortier et al., 1963).

Malgré l'importance croissante de l'aéronef en géologie, quelques-uns, de la Commission géologique du Canada pour la plupart, continuèrent de se déplacer, au cours des années 50 et 60, en traîneau inuit (fig. 2-15), en canot-moteur et à pied. Des levés de reconnaissance furent effectués dans des endroits éloignés et très dispersés par Y.O. Fortier, R. Thorsteinsson, W.L. Davison, G.C. Riley, W.W. Heywood, R.G. Blackadar, G. Hattersley-Smith et R.L. Christie. Des contributions géologiques furent également faites pendant cette période par T.H. Manning.

Figure 2-15. Déplacement en traîneau à chiens; le conducteur d'origine inuk glace les patins de son traîneau à l'aide d'une mitaine en fourrure d'ours polaire. Détroit de Dolphin and Union, mars 1931 (photo: R.S. Finnie; Archives publiques du Canada, PA-100611.)

Figure 2-16. Le pilote W.W. (Weldy) Phipps, photographié près de son Piper Super-Cub, dans le sud de l'île d'Ellesmere (1960). Le Super-Cub, équipé de roues plus grosses, pouvait atterrir sur plusieurs types de terrains. Pendant quelques années, les géologues ont eu énormément recours à ce moyen de transport dans les îles (photo: R.L. Christie, Commission géologique du Canada, GSC-115233.)

En raison de sa vitesse et de sa capacité d'atterrir à peu près n'importe où, l'hélicoptère est de loin le moyen de transport le mieux adapté aux besoins du géologue travaillant dans une vaste région éloignée. En 1955, cependant, son emploi était coûteux et limité; aussi, pendant quelques années, préféra-t-on adapter des avions de brousse légers pour les besoins des travaux sur le terrain, de façon à réaliser des économies de coûts. Le pilote bien connu de l'Arctique canadien, W.W. Phipps, conçut des pneus légers, plus gros et à faible pression, des «pneus ballons» comme on les appelait, pour l'avion Piper Super-Cub (PA-18A) (fig. 2-17). Comme il s'agissait d'un avion à décollage et atterrissage courts, ces «grosses roues» permirent au Cub et à d'autres aéronefs plus récents, en particulier le Beaver, l'Otter et le Twin Otter de la société de Havilland, d'atterrir sur des terrains plats mais non aménagés dans tout l'archipel. Pendant une dizaine d'années, ces aéronefs de brousse modifiés, confiés aux soins d'un petit nombre de pilotes et de mécaniciens canadiens expérimentés, facilitèrent l'exploration des îles les plus éloignées et les plus montagneuses et, à l'occasion, celle des régions voisines du Groenland. Des modèles d'hélicoptères améliorés (c'est-à-dire supérieurs par leur rapidité, leur autonomie et leur fiabilité) virent le jour au milieu des années 60, de sorte que le Super-Cub fut vite supplanté. L'avion de brousse, en particulier le Twin Otter, continue d'être utilisé pour le transport du combustible, des personnes et du matériel entre les principaux points d'approvisionnement et les camps de base sur le terrain. Dans le Groenland septentrional, l'avion à décollage et atterrissage courts est employé par les Islandais depuis quelques années.

Après 1957, on a pris l'habitude de combiner l'hélicoptère et l'avion de brousse (en utilisant à l'occasion l'hydravion sur les eaux libres de glace) pour se déplacer dans l'archipel arctique. Parmi les projets qui ont alors vu le jour, on compte l'expédition de R. Thorsteinsson et E.T. Tozer dans l'ouest des îles de la Reine-Élisabeth, en 1958; l'«Opération Eureka» dirigée par Thorsteinsson, dans le centre de l'île d'Ellesmere, en 1961-1962; l'«Opération Prince of Wales» de R.G. Blackadar, dans la région de la presqu'île de Boothia, en 1962; l'«Opération Admiralty» de Blackadar, dans le nord de l'île de Baffin, en 1962-1963; l'«Opération Bathurst» de J.W.M. Kerr, dans les îles Bathurst et voisines, en 1963-1964; l'«Opération Amadjuak» de Blackadar, dans le sud de l'île de Baffin, en 1965; l'«Opération Grand Land» de R.L. Christie, dans le nord de l'île d'Ellesmere et la région adjacente du Groenland, en 1965-1966; une opération dans l'île Ellef Ringnes, dirigée par D.F. Stott, en 1967; l'«Opération Bylot» de G.D. Jackson, dans le nord-est de l'île de Baffin et dans l'île de Bylot, en 1968; l'«Opération du détroit de Peel» de Thorsteinsson, dans l'île Prince of Wales en 1970; et l'«Opération Grinnell» de Kerr, dans le nord-ouest de l'île Devon, en 1971-1972. Ne figurent dans cette liste que les opérations ayant mobilisé de grandes équipes de géologues, assistés d'un ou plusieurs aéronefs, pendant des périodes variant de cinq semaines à deux mois ou davantage. D'autres équipes plus petites, souvent universitaires, purent compter sur des services aériens pendant de courtes périodes ou de façon intermittente. Des études scientifiques comportant un volet géologique furent également réalisées avec l'appui du ministère de la Défense nationale, en particulier dans le nord de l'île d'Ellesmere sous la direction de G. Hattersley-Smith (1974).

À la fin des années 60 et au début des années 70, les études géologiques dans l'archipel arctique se spécialisèrent; l'époque des levés de reconnaissance était révolue, et avec elle disparaissaient ce qu'on appelait les grandes «opérations». Les ressources aériennes se trouvaient désormais partagées entre des spécialistes d'une foule de

disciplines dont certains ne passaient qu'une partie de la saison dans une région donnée.

Depuis 1958, un des piliers de la recherche scientifique dans l'Arctique (dans de nombreux domaines) a été l'Étude du plateau continental polaire (ÉPCP). Cette direction du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada, petite soeur de la Commission géologique du Canada, a une double vocation logistique et scientifique. Ses premiers directeurs furent E.F.Roots, puis G.D. Hobson. Créé à l'origine pour seconder les recherches qui se faisaient sur la plate-forme continentale de l'archipel arctique ou à proximité, elle fut bientôt en mesure de fournir un appui aérien et d'autres services logistiques compétents et efficaces aux équipes de géologues à l'œuvre dans tout l'archipel et même dans l'extrême nord du continent. Il a aussi été donné à l'ÉPCP de prêter son concours à des entreprises menées conjointement par le Canada et le Danemark dans le détroit de Nares.

Pendant la même période, le programme gouvernemental d'exploration géologique du Groenland septentrional prit une tournure assez différente. La Commission géologique du Groenland (GGU; fondée en 1946) axa ses travaux sur les terranes cristallins précambriens de la côte ouest, tandis que les expéditions de Lauge Koch concentrèrent leurs recherches dans l'est du Groenland. Dans la région innuitienne, J.H. Allaart et P.R. Dawes se joignirent à l'opération canadienne de la Grant Land (1965-1966), pour faire des recherches dans le secteur de Hall Land et Wulff Land; H.F. Jepsen travailla dans le sud de la Peary Land, à la faveur des expéditions d'Eigil Knuth en 1966, 1968 et 1970; en 1969, Dawes et N.J. Soper étudièrent la zone de plissement de North Groenland, dans le nord de la Peary Land comme membres de l'Expédition des services conjoints britanniques dirigée par J.D. Peacock. Au cours des années 70, la Commission géologique du Groenland commença à cartographier des régions choisies du Groenland septentrional, faisant peu usage de l'aéronef; ces recherches s'étendirent de la région de Thule-Inglefield Land à la région est de la Peary Land. En 1978 fut entreprise une cartographie régionale systématique de l'extrême nord du Groenland à échelle de 1/500 000. Bénéficiant d'un soutien aérien, ce programme fut dirigé par N. Henriksen en collaboration avec l'Institut géodésique du Danemark; il fut échelonné sur cinq saisons, avec les tâches nécessaires étant effectuées chaque saison par une vingtaine de personnes.

Des travaux géophysiques furent réalisés dans les îles canadiennes en 1955, au cours d'une expédition aérienne de reconnaissance magnétique et radiométrique coïncidant avec l'opération Franklin. Des levés aéromagnétiques ont été effectués depuis 1964 dans le bassin Foxe, la baie de Baffin, le détroit de Lancaster et l'océan Arctique, en collaboration avec l'Établissement aéronautique national du Canada; les données géophysiques ont été compilées, interprétées et publiées par P.J. Hood, M.E. Bowers, A.F. Gregory, et L.W. Morley. Le premier levé aéromagnétique du Groenland septentrional fut exécuté au début des années 70 par le Greenarctic Consortium, entreprise financée par des fonds canadiens. Des levés de sismique-réfraction en profondeur furent effectués à partir de 1960 par G.D. Hobson et A.Overton de la Commission géologique du Canada, et par G.W. Sander de l'Observatoire fédéral (organisme qui sera rebaptisé «Direction de la physique du globe» pour être ensuite intégré à la Commission géologique du Canada).

La recherche des ressources naturelles a joué un rôle important dans l'exploration de l'Arctique et grandement contribué à en ouvrir l'accès; on lui doit en outre une grande partie des données géologiques de base concernant cette région (Nassichuk, 1987).

On sait que les Inuit récupéraient du cuivre natif dans la région de la rivière Coppermine (sur le continent, au sud de l'île Victoria) et du fer météorique dans la région groenlandaise du Kap York, pour en faire des outils. Plusieurs des voyages que fit Martin Frobisher dans le sud de l'île de Baffin étaient motivés par la convoitise de l'or, dont il croyait avoir découvert un gisement. Cependant, ce n'est pas avant les années 60 que des gisements rentables de minéraux métalliques furent découverts et exploités. Un gîte de zinc formé dans des sédiments protérozoïques du nord-ouest de l'île de Baffin (mine Nanisivik) entra en production en 1976, et un énorme gisement plombo-zincifère de la Petite île Cornwallis (mine Polaris), en 1981. À noter également la découverte de gros gisements de fer dans le nord de l'île de Baffin et sur les côtes est et ouest de la presqu'île Melville, dans des roches cristallines précambriennes (Christie et Kerr, 1981). Des gîtes non rentables ou des anomalies géochimiques ont aussi été détectées dans l'archipel arctique et au Groenland.

Du charbon crétacé fut extrait près de Pond Inlet, dans le nord-est de l'île de Baffin, par des pêcheurs de baleines, et du charbon tertiaire dans le nord de l'île d'Ellesmere, par les membres des expéditions de Nares et Greely. Un inventaire systématique des ressources en charbon de l'archipel arctique, réalisé par Pétro-Canada à la fin des années 70 et au début des années 80, révéla que les îles arctiques contenaient environ 20 % de toutes les ressources présumées en charbon au Canada.

La présence, dans l'archipel arctique, de grands bassins comportant des successions épaisses de roches sédimentaires favorables à la formation d'hydrocarbures fut démontrée au cours des années 50, principalement par la Commission géologique du Canada (par ex. Fortier et al., 1954; Thorsteinsson, 1958). Les sociétés pétrolières entrèrent en scène au début des années 60, et il faut mentionner à ce sujet les travaux pionniers de J.C. Sproule, dont la confiance inébranlable dans les possibilités économiques au Grand Nord inspira plusieurs études géologiques et géophysiques dans toute la région innuitienne, de la mer de Beaufort au nord-est du Groenland. La mise en valeur de certaines zones d'intérêt comportait habituellement trois étapes: des travaux géologiques de surface, des levés de sismique-réflexion et des travaux de forage.

La prospection sismique commença dans l'île Melville en 1968, et s'étendit à d'autres îles par la suite. Des techniques d'exploration au large des côtes furent mises au point à la fin des années 60, en particulier par les sociétés Suncor et Panarctic, de sorte qu'au milieu des années 70, la plupart des zones d'intérêt de l'archipel arctique avaient été prospectées. À ce jour, des levés de sismique-réflexion ont été tirés sur quelques 65 000km.

Le premier puits de reconnaissance (Winter Harbour n°1) fut foré en 1962 dans le sud-ouest de l'île Melville. Les trépans rencontrèrent une zone gazéifère mais la quantité de gaz fut jugée insuffisante selon des critères de rentabilité. Entre 1961 et 1986, on fora 176 puits dans l'archipel

arctique; 18 champs d'hydrocarbures furent découverts, principalement par la Panarctic Oils Ltd.

Dans le Groenland septentrional, des travaux de reconnaissance en surface furent menés par le Greenarctic Consortium de 1968 à 1973, suivis, à partir de 1978, d'analyses systématiques de la part de la Commission géologique du Groenland. Ces travaux comprenaient, entre autres, l'acquisition de données en géochimie organique, des sondages peu profonds et des études stratigraphiques et structurales.

L'étude des deux parties de la région considérée ici, à savoir l'archipel arctique et le Groenland septentrional, fut l'oeuvre principalement des organismes gouvernementaux, au Canada comme au Danemark. La Commission géologique du Canada, qui peut compter en permanence sur des équipes de terrain et de soutien, a publié une longue série de rapports, de cartes et de synthèses, et fait le point sur la géologie du pays dans un ouvrage intitulé «Géologie et ressources minérales du Canada», dont la cinquième édition a paru en 1970. La commission géologique du Groenland a publié en 1976 un ouvrage de synthèse sur la géologie du Groenland, et la géologie du détroit de Nares est traitée dans un des volumes de Meddelelser om Grønland (Dawes et Kerr, 1982). Parmi les premières synthèses canadiennes de la région innuitienne, on compte celles de Fortier et al. (1954, 1963); Douglas et al. (1963), Thorsteinsson et Tozer (1970); et Trettin et al. (1972). Dawes (1971, 1976) a produit l'équivalent au Danemark. Au sujet des études approfondies auxquelles a procédé l'industrie de l'exploration pour déterminer les potentiels minéral et pétrolier au cours des années 60 (voir ci-dessous), on possède plusieurs comptes rendus sommaires, comme ceux de P.A. Ziegler (1969), B.R.Plauchut (1971, 1972), K.J. Drummond (1973), H.D. Daae et A.T. Rutgers (1975) et R.G. McCrossan et J.W. Porter (1973). De même, les travaux exécutés sur le terrain par des groupes universitaires, favorisés par une plus grande facilité d'accès et la disponibilité d'un soutien logistique partagé, se sont traduits par la publication de synthèses et de thèses comme celles de D.L. Dineley (1971) et A.F. Embry et J.E. Klovan (1976).

Les données géologiques recueillies à ce jour au sujet de la région innuitienne font l'objet du présent volume.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier R. Thorsteinsson et Q.H. Goodbody (Commission géologique du Canada), T.H. Levere (Université de Toronto) et A.K. Higgins et W.S. Watt (Commission géologique du Groenland) pour leur analyse critique du manuscrit.

RÉFÉRENCES

Amdrup, G.
1913a: Report on the Danmark Expedition to the north-east coast of Greenland 1906-1908; Meddelelser om Grønland, v. 41, 270 p.
1913b: Mylius-Erichsen's report on the non-existence of the Peary Channel; information brought home by Ejnar Mikkelsen; Meddelelser om Grønland, v. 41, p. 469-474.

Bentham, R.
1936: Appendix I, Geology; in Oxford University Ellesmere Land Expedition; Geographical Journal, v. 87, no. 5, p. 427-431.
1941: Structure and glaciers of southern Ellesmere Island; Geographical Journal, v. 97, p. 36-45.

Bessels, E.
1879: Die amerikanische Nordpol-Expedition; Wilhelm Engelmann, Leipzig, 647 p.

Bugge, C.
1910: Petrographische Resultate der 2ten Fram-Expedition; in Report of the Second Norwegian Arctic Expedition in the *Fram* 1898-1902; Videnskabs-Selskabet, Kristiania (Oslo), Report no. 22.

Christie, R.L. and Kerr, J.W.
1981: Geological exploration of the Canadian Arctic Islands; in A Century of Canada's Arctic Islands, 1880-1980, M. Zaslow (ed.); Royal Society of Canada, p. 187-202.

Daae, H.D. and Rutgers, A.T.
1975: Geological history of the Northwest Passage; in Canada's continental margins and offshore petroleum exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 477-500.

Davies, W.E.
1972: Landscape of northern Greenland; U.S. Army Cold Regions Research Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, Special Report 164, 54 p.

Davies, W.E., Needleman, S.M., and Klick, D.W.
1959: Report on Operation Groundhog (1958) North Greenland. Investigation of ice-free sites for aircraft landing, Polaris Promontory, North Greenland; U.S. Air Force Cambridge Research Center, Bedford, 45 p.

Davies, W.E., Krinsley, D.B., and Nicol, A.H.
1963: Geology of the North Star Bugt area, Northwest Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 162, no. 12, 68 p.

Dawes, P.R.
1971: The North Greenland fold belt and environs; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 20, p. 197-239.
1976: Precambrian to Tertiary of northern Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 248-303.

Dawes, P.R. and Christie, R.L.
1982: History of exploration and geology in the Nares Strait region; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience, no. 8, p. 19-36.
1986: Per Schei (1875-1905); Arctic, v. 39, no. 1, p. 106-107.

Dawes, P.R. and Haller, J.
1979: Historical aspects in the geological investigation of northern Greenland. Part 1: New maps and photographs from the 2nd Thule Expedition 1916-1918 and the Bicentenary Jubilee Expedition 1920-1923; Meddelelser om Grønland, v. 200, no. 4, 38 p.

Dawes, P.R. and Kerr, J.W. (ed.)
1982: Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics; Meddelelser om Grønland, Geoscience, no. 8, 392 p.

Dineley, D.L.
1971: Arches and basins of the southern Arctic Islands of Canada; Proceedings of Geologists' Association, London, v. 82, pt. 4, p. 411-444.

Douglas, R.J.W., Norris, D.K., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1963: Geology and petroleum potentialities of northern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 63-31, 28 p.

Drummond, K.J.
1973: Canadian Arctic Islands; in The Future Petroleum Provinces of Canada, their Geology and Potential, R.G. McCrossan (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 443-472.

Ellitsgaard-Rasmussen, K.
1955: Features of the geology of the folding range of Peary Land, North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 127, no. 7, 56 p.

Embry, A.F. and Klovan, J.E.
1976: The Middle-Upper Devonian clastic wedge of the Franklinian Geosyncline; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 485-639.

Etheridge, R.
1878: Palaeontology of the coasts of the Arctic lands visited by the late British Expedition under Captain Sir George Nares, R.N., K.C.B., F.R.S.; Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 34, p. 568-636.

Feilden, H.W. and de Rance, C.E.
1878: Geology of the coasts of the Arctic lands visited by the late British expedition under Captain Sir George Nares, R.N., K.C.B., F.R.S.; Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 34, p. 556-567.

Fortier, Y.O.
1948: Flights in 1947 over the region of the North Magnetic Pole and the mainland between the Arctic coast, Great Slave Lake and Hudson Bay, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 48-23, 11 p.

Fortier, Y.O., Blackadar, R.G., Glenister, B.F., Greiner, H.R., McLaren, D.J., McMillan, N.J., Norris, A.W., Roots, E.F., Souther, J.G., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1963: Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin); Geological Survey of Canada, Memoir 320, 671 p.

Fortier, Y.O., McNair, A.H., and Thorsteinsson, R.
1954: Geology and petroleum possibilities in Canadian Arctic Islands; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 38, p. 2075-2109.

Fränkl, E.
1955: Rapport über die Durchquerung von Nord Peary Land (Nordgrönland) im Sommer 1953; Meddelelser om Grønland, v. 103, no. 8, 61 p.

Frebold, H.
1934: Tatsachen und Deutungen zur Geologie der Arktis; Meddelelser fra Dansk geologisk forening, v. 8, p. 301-326.
1942: Die Arktis; Geologische Jahresberichte, v. 48, p. 1-34.

Fristrup, B.
1952: Climate and glaciology of Peary Land, North Greenland; Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Assemblée Générale de Bruxelles, 1951, tome 1, p. 185-19.

Greene, M.T.
1982: Geology in the nineteenth century: changing views in a changing world; Cornell University Press, New York, 324 p.

Hansen, G.
1921: Den tredje Thuleekspedition; Norges depotekspedition til Roald Amundsen; in Nordostpassagen, R.E.G. Amundsen; Kristiania (Oslo), p. 437-462.

Hattersley-Smith, G.
1974: North of latitude eighty; Defence Research Board, Canada, 121 p.

Haughton, S.
1858: Geological notes and illustrations; in Reminiscences of Arctic Ice-Travel in Search of Sir John Franklin and his Companions, F.L. M'Clintock; Journal of the Royal Dublin Society, v. 1, p. 183-250.
1859: Geological account of the Arctic Archipelago: in The Voyage of the *Fox* in the Arctic Seas; a Narrative of the Discovery of the Fate of Sir John Franklin and his Companions, F.L. M'Clintock; John Murray, London, Appendix IV, p. 372-399.
1860: Geological results of the voyage of the *Fox*, notes and appendices in Reminiscences of Arctic Ice-Travel in Search of Sir John Franklin and his Companions, F.L. M'Clintock; Journal of the Royal Dublin Society, v. 3, p. 53-58.

Hayes, I.I.
1867: The Open Polar Sea: a Narrative of a Voyage of Discovery towards the North Pole in the Schooner *United States*; Hurd and Houghton, New York, 454 p.

Hayes, J.G.
1929: Robert Edwin Peary. A Record of his Explorations 1886-1909; Grant Richards and Humphry Toulmin, London, 299 p.

Holtedahl, O.
1917: Summary of the geological results; in Report of the Second Norwegian Arctic Expedition in the *Fram* 1898-1902; Videnskabs-Selskabet, Kristiania (Oslo), Report no. 36, 27 p.

Jeffries, J.G.
1877: The post-tertiary fossils procured in the late Arctic Expedition; with notes on some of the recent or living Mollusca from the same expedition; Annual Magazine of Natural History, Series 4, v. 20, p. 229-242.

Jones, G.H.
1981: Economic development — oil and gas; in A Century of Canada's Arctic Islands, 1880-1980, M. Zaslow (ed.); Royal Society of Canada, p. 221-230.

Kane, E.K.
1856: Arctic Explorations: The Second Grinnell Expedition in Search of Sir John Franklin, 1853, '54, '55; Childs and Peterson, Philadelphia, v. 1, 464 p., v. 2, 467 p.

Kindle, E.M.
1939: Geology of the Arctic Archipelago and the Interior Plains of Canada; in Geology of North America, R. Ruedemann and R. Balk (ed.); Geologie der Erde, v.1, Gebrüder Borntraeger, Berlin, p. 176-231.

Knuth, E.
1967: Archaeology of the Musk-ox Way, École Pratique des Hautes Études, sixième section; Contributions du Centre d'Études Arctiques et Finno-Scandinaves 5, Sorbonne, Paris, 78 p.
1968: Ålut Kangermio — Aron of Kangek; K'avdlunâtsianik — the Norsemen and the Skraelings; Det Grønlandiske Forlag, 111 p.
1981: Greenland news from between 81° and 83° North; Folk, v. 23, p. 106-107.

Koch, L.
1920: Stratigraphy of Northwest Greenland; Meddelelser fra Dansk geologisk forening, v. 5, no. 17, 78 p.
1923: Preliminary report upon the geology of Peary Land, Arctic Greenland; American Journal of Science, 5th Series, v. 5, p. 189-199.
1925: The geology of North Greenland; American Journal of Science, v. 9, p. 271-285.
1926: Report on the Danish Bicentenary Jubilee Expedition north of Greenland 1920-1923; Meddelelser om Grønland, v. 70.1, no.1, p. 1-232.
1929a: Stratigraphy of Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 73.2, no. 2, p. 205-320.
1929b: The geology of the south coast of Washington Land; Meddelelser om Grønland, v. 73.1, no. 1, 39 p.
1932: Map of North Greenland, scale 1:300,000, 19 sheets; Geodetic Institute, Copenhagen.
1933: The geology of Inglefield Land; Meddelelser om Grønland, v. 73.1, no. 2, 38 p.
1935a: Geologie von Grönland; in Geologie der Erde, E. Krenkel (ed.); Gebrüder Borntraeger, Berlin, 159 p.
1935b: A day in North Greenland; Geografiska Annaler 1935; Sven Hedin volume, p. 609-620.
1940: Survey of North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 130, no. 1, 364 p.

Konig, C.
1823: An account of the rock specimens collected by Captain Parry, during the Northern Voyage of Discovery, performed in the years 1819 and 1820; Quarterly Journal of Science, v. XV, p. 11-22.
1824: Rock specimens; in A supplement to the Appendix of Captain Parry's voyage for the discovery of a Northwest Passage, in the years 1819-1820, W.E. Parry; John Murray, London, p. ccxlvii-cclvii.

Kurtz, V.E. and Wales, D.B.
1951: Geology of the Thule area, Greenland; Proceedings of the Oklahoma Academy of Science for 1950, v. 31, p. 83-89.

Kurtz, V.E., McNair, A.H., and Wales, D.B.
1952: Stratigraphy of the Dundas Harbour area, Devon Island, Arctic Archipelago; American Journal of Science, v. 250, p. 636-655.

Loomis, C.C.
1971: Weird and Tragic Shores — The Story of Charles Francis Hall, Explorer; Alfred A. Knopf, New York, 367 p.

Low, A.P.
1906: Report on the Dominion Government Expedition to Hudson Bay and the Arctic Islands on Board the D.G.S. *Neptune*, 1903-1904; Government Printing Bureau, Ottawa, 355 p.

MacGregor, C.J.
1939: The MacGregor Arctic expedition to Etah, Greenland, July 1, 1937 to October 4, 1938; U.S. Weather Bureau Monthly Weather Review, v. 67, p. 366-382.

MacMillan, D.B.
1918: Four Years in the White North; Harper & Brothers, New York, 426 p. (Also: revised edition, 1925, The Medici Society, London and Boston; pagination unchanged).

Mathiassen, T.
1933: Contributions to the geography of Baffin Land and Melville Peninsula; Report of the Fifth Thule Expedition, 1921-24, v. 1, no. 3, Gyldendal Nordisk Forlag, Copenhagen.

Maxwell, M.S.
1960: An archeological analysis of eastern Grant Land, Ellesmere Island, Northwest Territories; National Museum of Canada, Bulletin 170, 109 p.

McCrossan, R.G. and Porter, J.W.
1973: The geology and petroleum potential of the Canadian sedimentary basins — a synthesis; in The Future Petroleum Provinces of Canada, their Geology and Potential, R.G. McCrossan (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 589-720.

McMillan, J.G.
1910: Geological Report; in Report on the Dominion of Canada Government Expedition to the Arctic Islands and Hudson Strait on Board the D.G.S. *Arctic* (1908-09), J.E. Bernier; Queen's Printer, Ottawa, p. 382-479.

M'Culloch, J.
1819: Appendix III, Geological memoranda; in A Voyage of Discovery, Made under the Orders of the Admiralty in His Majesty's Ships *Isabella* and *Alexander*, for the Purpose of Exploring Baffin's Bay, and Inquiring into the Possibility of a North-West Passage, J. Ross; John Murray, London, v. 2, p. 121-141.

Meek, F.B.
1865: Preliminary notice of a small collection of fossils found by Dr. Hays on the west shore of Kennedy Channel at the highest northern localities ever explored; American Journal of Science, v. 40, p. 31-34.

Mikkelsen, E.
1922: Alabama-Expeditionen til Grønlands Nordøstkyst 1909-1912; I. Report on the Expedition; Meddelelser om Grønland, v. 52, no. 1, 142 p.
Moore, A.W.
1936: The sledge journey to Grant Land; in Oxford University Ellesmere Land Expedition; Geographical Journal, v. 87, p. 419-427.
Nassichuk, W.W.
1987: Forty years of northern non-renewable natural resource development; Arctic, v. 40, p. 274-284.
Neatby, L.H.
1958: In Quest of the North West Passage; Constable and Company, London, 194 p.
1970: The Search for Franklin; Arthur Barker Ltd., London, 281 p.
Nielsen, E.
1941: Remarks on the map and the geology of Kronprins Christians Land; Meddelelser om Grønland, v. 126, no. 2, 34 p.
Nichols, D.A.
1936: Post-Pleistocene fossils of the uplifted beaches of the eastern Arctic regions of Canada; Canadian Field Naturalist, v. L., p. 127-129.
O'Neill, J.J.
1924: The geology of the Arctic Coast of Canada, west of the Kent Peninsula; Part A, in vol. XI; Geology and Geography, Report of the Canadian Arctic Expedition 1913-18, King's Printers, Ottawa, 107 p.
O'Reilly, B.
1818: Greenland, the Adjacent Seas and the North-West Passage to the Pacific Ocean, illustrated in a Voyage to Davis's Strait, during the Summer of 1817; Baldwin, Craddock and Joy, London.
Peary, R.E.
1898: Northward over the "Great Ice" — A Narrative of Life and Work along the Shores and upon the Interior Ice-Cap of Northern Greenland in the Years 1886 and 1891-1897; Frederick A. Stokes, New York, v. 1, 521 p., v. 2, 618 p.
1910: The North Pole; Hodder and Stoughton, London, 326 p.
Plauchut, B.P.
1971: Geology of the Sverdrup Basin; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 659-679.
1972: Géologie de l'Archipel Arctique Canadien; Revue de l'Association Française des Techniciens de Pétrole, no. 216, p. 23-64.
Prest, V.K.
1952: Notes on the geology of parts of Ellesmere and Devon Islands, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 52-32, 15 p.
Rasmussen, K.
1927: Report on the II. Thule-Expedition for the exploration of Greenland from Melville Bay to de Long Fjord, 1916-1918; Meddelelser om Grønland, v. 65, no. 1, p. 1-180.
Ross, J.
1819: A voyage of discovery made under the orders of the Admiralty in His Majesty's Ships *Isabella* and *Alexander*, for the purpose of exploring Baffin's Bay and inquiring into the probability of a North-West Passage; John Murray, London, 252 p.
Salter, J.W.
1852: Geology; in Journal of a Voyage in Baffin's Bay and Barrow Straits, in the Year 1850-51, performed by H.M. Ships *Lady Franklin* and *Sophia* under the Command of William Penny, P.C. Sutherland; Longman, Brown, Green, and Longman, London, v. 2, appendix, p. 217-233.
1853: On Arctic Silurian fossils; Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 9, p. 313-317.
1855: Account of the Arctic Carboniferous fossils; in The Last of the Arctic Voyages, E. Belcher; Lovell Reeve, London, v. II, p. 377-399.
Schledermann, P.
1981: Inuit prehistory and archeology; in A Century of Canada's Arctic Islands, M. Zaslow (ed.); Royal Society of Canada, p. 245-256.
Schuchert, C.
1923: Sites and nature of the North American geosynclines; Bulletin of the Geological Society of America, v. 34, p. 151-230.
Suess, E.
1885-
1924: The Face of the Earth (Das Antlitz der Erde); Translation by Hertha B.C. Sollas; Clarenden Press, Oxford, 1904-24; v. I to V.
Sutherland, P.C.
1853a: On the geological and glacial phaenomena of the coasts of Davis' Strait and Baffin's Bay; Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 9, p. 296-312.
1853b: Appendix II. A few remarks on the physical geography, &c., of Davis Strait and its east and west shores; in A Summer Search for Sir John Franklin, Commander E.A. Inglefield; Thomas Harrison, London, p. 147-192.
Taylor, A.
1955: Geographical discovery and exploration in the Queen Elizabeth Islands; Geographical Branch, Department of Mines and Technical Surveys, Canada, Memoir 3, 172 p.
Teichert, C.
1937a: A new Ordovician fauna from Washington Land, North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 119, no. 1, 48 p.
1937b: Ordovician and Silurian faunas from Arctic Canada; Report of the Fifth Thule Expedition, 1921-24, v. I, no. 5, Gyldendal Nordisk Forlag, Copenhagen, 169 p.
1939: Geology of Greenland; in Geology of North America, R. Ruedemann and R. Balk (ed.); Geologie der Erde, v. 1, Gebrüder Borntraeger, Berlin, p. 100-175.
Thorsteinsson, R.
1958: Cornwallis and Little Cornwallis Islands, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 294, 134 p.
Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.*
1970: Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 547-590.
Trettin, H.P., Frisch, T.O., Sobczak, L.W., Weber, J.R., Niblett, E.R., Law, L.K., DeLaurier, I., and Witham, K.
1972: The Innuitian Province; in Variations in Tectonic Styles in Canada, R.A. Price and R.J.W. Douglas (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 83-179.
Troelsen, J.C.
1949: Contributions to the geology of the area round Jørgen Brønlunds Fjord, Peary Land, North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 149, no. 2, 28 p.
1950: Contributions to the geology of Northwest Greenland, Ellesmere Island, and Axel Heiberg Island; Meddelelser om Grønland, v. 149, no. 7, 86 p.
Washburn, A.L.
1947: Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, Arctic Canada; Geological Society of America, Memoir 22, 142 p.
Weeks, L.J.
1927: The geology of parts of eastern Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Summary Report, 1925, Part C, p. 136-141.
Wright, N.
1959: Quest for Franklin; William Heinemann, London, 258 p.
Wordie, J.M.
1938: An expedition to Northwest Greenland and the Canadian Arctic in 1937; Geographical Journal, v. 92, p. 385-421.
Zaslow, M.
1975: Reading the Rocks; the Story of the Geological Survey of Canada, 1842-1972; MacMillan Co., Toronto, 599 p.
Ziegler, P.A.
1969: The Development of Sedimentary Basins in Western and Arctic Canada; Alberta Society of Petroleum Geologists, 89 p. (figures and legends; guidebook).

Adresses des auteurs

R.L. Christie
Commission géologique du Canada
3303-33rd St. N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

P.R. Dawes
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350, Copenhagen K
Denmark

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Imprimé au Canada

Chapitre 3
RÉGIONS GÉOMORPHOLOGIQUES

Introduction

Boucliers canadien et groenlandais

Plate-forme de l'Arctique

Orogène innuitien

Plaines côtières et plates-formes continentales

Remerciements

Références

Chapitre 3

RÉGIONS GÉOMORPHOLOGIQUES

P.R. Dawes et R.L. Christie

INTRODUCTION

Le présent chapitre décrit et illustre les régions géomorphologiques de l'archipel arctique canadien[1], un des plus gros archipels du globe, et du Groenland septentrional. Sont décrites également deux grandes péninsules continentales, les presqu'îles Melville et de Boothia, qui s'étendent vers le nord parmi les îles de l'Arctique. Dans la région considérée ici, les formes du relief sont contrôlés dans une certaine mesure par la lithologie et la structure du substratum rocheux, et c'est pourquoi les subdivisions géomorphologiques telles que décrites ici (fig. 3-1) correspondent grosso modo aux provinces stratigraphiques et structurales délimitées au chapitre 4 (fig. 4-3). Quant à l'influence des événements qui se sont produits depuis le Tertiaire jusqu'à récemment (soulèvement, érosion, glaciation et variations du niveau marin) sur la genèse de ces formes de relief, il en sera question aux chapitres 18 et 19.

La région s'étend sur environ 3 000 km d'est en ouest, et sur 2 000 km des îles méridionales jusqu'à l'extrémité nord de l'île d'Ellesmere, ce qui représente une superficie de plus de 1 450 000 km^2. Outre les grandes calottes glaciaires qui coiffent les îles orientales de l'archipel arctique canadien, la région est bordée à l'est par l'immense Inlandsis du Groenland. Les différentes îles de l'archipel sont séparées par un dédale de passages interinsulaires, dont plusieurs forment de larges détroits, alors que d'autres sont plus étroits et ressemblent davantage à des lits de cours d'eau ennoyés par la mer. L'archipel arctique canadien est séparé du Groenland par la baie de Baffin et le détroit de Nares.

La région formée par le Groenland septentrional et les îles de l'Arctique canadien présente une grande diversité de paysages: des sommets englacés, hautes falaises littorales, canyons noirs et profonds, basses terres ondulées, et immenses chenaux remplis de glace. La physionomie du substratum, facile à discerner dans le désert arctique, met en évidence les liens qui existent entre le paysage et la géologie sous-jacente.

Les cartes géologiques et topographiques (fig. 1 et 2 en pochette, et fig. 3-1) mettent en relief la correspondance, tant géologique que géomorphologique, des régions arctiques. L'orogène innuitien tient lieu de bordure continentale dans l'extrême nord du Groenland et dans les îles de la Reine-Élisabeth[1]; il est limité au sud par la Plate-forme de l'Arctique et, à l'intérieur du continent, par le Bouclier canadien et groenlandais. Bouclier et Plate-forme font partie du craton nord-américain, qui forme au coeur du continent une vaste région remarquable par sa relative stabilité depuis la fin du Précambrien. L'orogène innuitien, par contre, a été une région tectoniquement active. Ces différences d'évolution tectonique trouvent leur expression dans la géomorphologie de la région: moyennes terres (uplands) et hautes terres montagneuses dans l'ancien terrane du Bouclier, plaines et plateaux sur la Plate-forme de l'Arctique, basses terres, moyennes terres (uplands) et montagnes dans le jeune orogène innuitien. Les masses continentales sont bordées de plaines côtières et de plates-formes continentales, dont des descriptions sommaires paraîtront aussi dans le présent volume.

Paterson (1951), Colton et Holmes (1954), Victor (1955), Ahnert (1959, 1962), Malaurie (1968) et Nichols (1969) font état des études géomorphologiques exécutées au Groenland septentrional, tandis que Koch (1928), Davies (1972) et Sugden (1974) ont fait des tentatives de classification et de synthèse régionales. Par ailleurs, l'archipel arctique canadien a fait l'objet, en totalité ou en partie, de descriptions topographiques et géomorphologiques de la part de Dunbar et Greenaway (1956), de Taylor (1956), de Fortier (1957), de Roots (1963), de Bird (1967) et de Bostock (1970). Dans le texte qui suit, la nomenclature simplifiée qui a été retenue a été empruntée pour l'essentiel à Fortier (1957) et à Davies (1972).

Plusieurs termes employés pour décrire des paysages peuvent avoir deux sens, l'un pûrement topographique, qui est aussi le sens le plus général et le mieux connu du profane, et l'autre géomorphologique, plus spécialisé, qui renvoie à la géologie du substratum. Ainsi, par exemple, dans le cas du mot «plaine»: dans son acception topographique, une plaine est une surface plane ou presque plane comportant de légères inégalités, alors qu'en géotectonique, il s'agit d'un terrain plat qui a son ou ses origines dans les «plates-formes structurales» constituant ou entourant les anciens boucliers cristallins qui forment l'assise des continents. Le sens réel du terme dépend du contexte et il faut parfois, pour le préciser, avoir recours à un qualificatif ou à un attribut, comme ceux utilisés dans le cas des mots «plaine d'inondation et pénéplaine». Il faut également

Dawes, P.R. et Christie, R.L.
1991: Régions géomorphologiques; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 3, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

1 Les termes «archipel arctique canadien» et «îles de l'Arctique canadien» seront employés indifféremment dans ce volume pour désigner l'ensemble des îles situées au nord du cercle arctique mais à l'est de la longitude 126°W, c'est-à-dire à l'est de l'extrémité ouest de l'île Banks.

2 Les îles de la Reine-Élisabeth englobent la partie de l'archipel arctique située au nord du passage Parry, grand détroit qui s'étend du nord de la baie de Baffin jusqu'à la mer de Beaufort à l'ouest (fig. 1 en pochette).

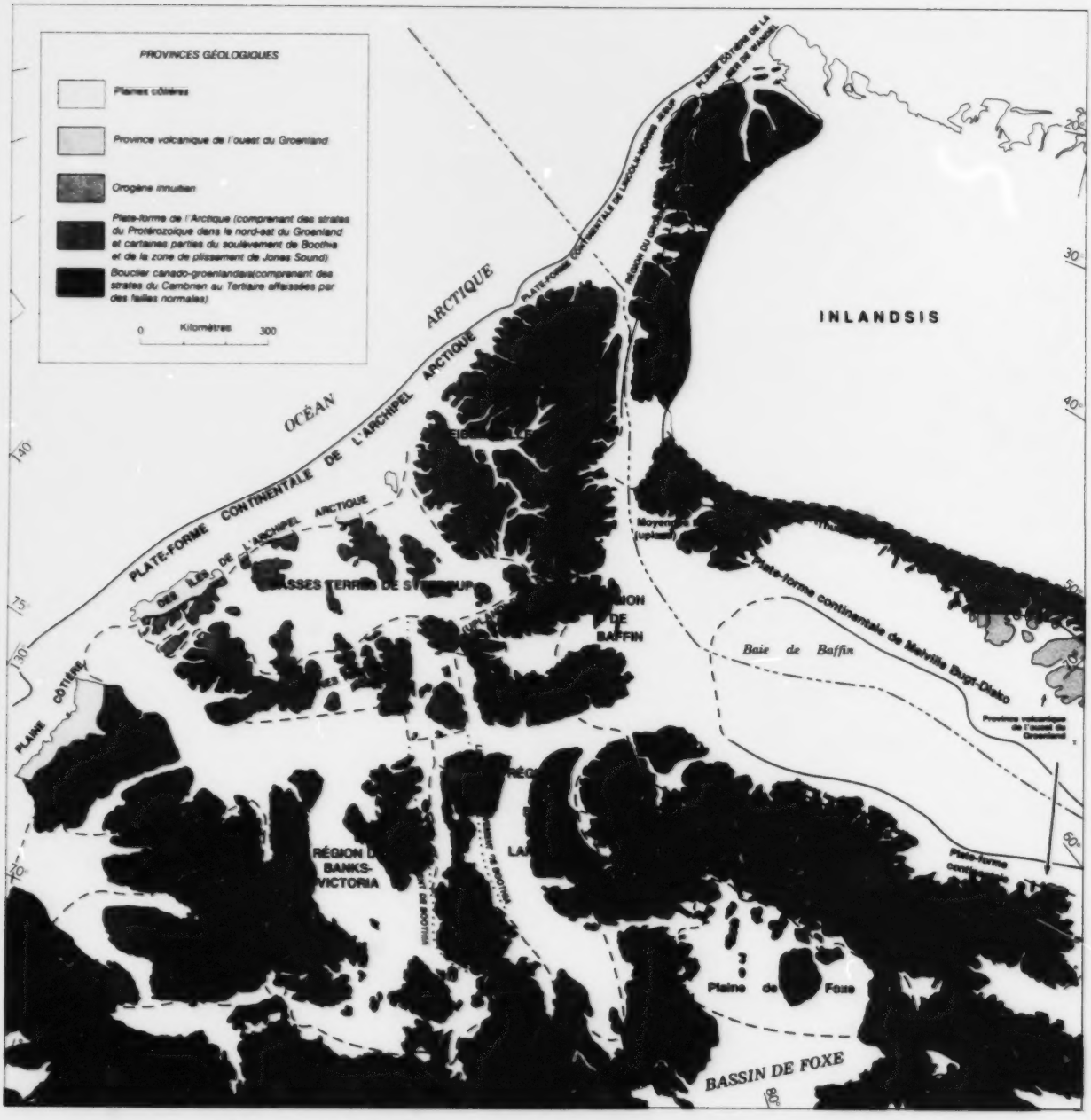


Figure 3-1. Régions géomorphologiques de l'archipel arctique canadien et du Groenland septentrional.

préciser que, dans le texte qui suit, les régions géomorphologiques ne coïncident pas toujours en tout point aux régions tectoniques, et leurs appellations ne reflètent pas nécessairement les noms géographiques en usage. Ainsi, la région géomorphologique désignée sous le nom de «moyennes terres d'Eureka» (Eureka Upland) comprend le plateau de Hazen, entité géographique surélevée mais de faible relief resposant sur des couches plissées (soit des moyennes terres).

Les éléments géomorphologiques se distinguent principalement les uns des autres par la nature du socle rocheux, non déformé dans les plaines et les plateaux, et le relief topographique, qui varie de plat à montagneux.

Définitions

Une **plaine** est une surface de terrain plane, qui est constituée généralement de roches sédimentaires non

métamorphisées dont les strates sont à peu près horizontales (ex. plaine de Foxe). À ne pas confondre avec une pénéplaine telle que définie ci-dessous; elle peut réunir des lambeaux de pénéplaines avec d'autres types de surfaces d'abrasion, comme des surfaces de lits sédimentaires décapées (voir Mescherikov, 1968, p. 850). Une plaine peut aussi s'être formée aux dépens de vastes étendues de dépôts superficiels; c'est notamment le cas de la plaine Polaris, dans le centre de la Hall Land, au Groenland.

Un **plateau** est une étendue de terrain à peu près plane dont l'altitude générale est assez élevée. Ce terme est parfois employé dans le sens d'une pénéplaine soulevée et formée, par exemple, sur un ancien complexe tectonique, mais il sera réservé ici pour décrire une haute plaine façonnée dans des strates sédimentaires horizontales (voir Fairbridge, 1968, p. 856).

Les termes **basses terres** (lowlands) et **hautes terres** (highlands) désignent tous deux des étendues de terrain disséquées dont les reliefs, édifiés sur des strates rocheuses déformées, ont été aplanis par l'érosion (à la différence des montagnes). Basses terres et hautes terres se distinguent essentiellement par l'altitude du relief. Les basses terres se trouvent à des faibles altitudes, en deça de 200 m selon une autorité (voir Gentilli, 1968, p. 933). Fairbridge (1968, p. 625) en parle en termes de structures déformées, de racines de montagnes érodées, de zones métamorphiques aplanies par l'érosion. Les hautes terres sont élevées, parfois autant qu'une région montagneuse (les hautes terres de l'Écosse ont une altitude moyenne de 1 000 m). Il est à noter que la littérature anglophone établie une distinction entre les «highlands» ou hautes terres, et les «uplands» ou moyennes terres, les premières étant plus élevées que les secondes. Fairbridge (1968, p. 745) décrit les «uplands» comme des étendues de terrain disséquées présentant des structures irrégulières et non linéaires qui constituent une zone intermédiare entre «lowlands» et «highlands». Les trois termes servent à décrire un type de relief où l'érosion a réduit les structures déformées originales à une topographie irrégulière dont les collines atteignent moins de 600 m (Fairbridge 1968, p. 625).

Le terme **montagnes** désigne généralement une étendue de terrain dont le relief relatif dépasse environ 700 m (Fairbridge, 1968, p. 737) et qui présente des structures déformées ou compliquées. L'altitude des montagnes et la vigueur de leur relief indiquent un soulèvement relativement récent, peu importe l'âge des roches et des déformations tectoniques.

La topographie montagneuse dépend des processus géologiques qui s'y sont exercés et de l'évolution géologique du substratum rocheux. Les processus d'érosion dépendent à leur tour de plusieurs facteurs, dont la pente du terrain, le climat et la latitude. Les précipitations augmentent généralement en région montagneuse, et la gélifraction peut engendrer des crêtes en dents de scie et de vastes talus d'éboulis à haute altitude. La lithologie du substratum rocheux contribue également à l'aspect des reliefs montagneux. Ainsi, dans l'Arctique, les puissantes unités de roches carbonatées donnent lieu à la formation massive de failles et de plissements et sont donc de nature à produire des falaises et des escarpements, tandis que les minces strates de sédiments clastiques sont plutôt façonnées en moyennes terres ondulées et en reliefs en crêtes et vallées. Les complexes volcano-plutoniques présentent généralement une topographie irrégulière. Par ailleurs, l'importance et la distribution des joints, des fractures et des failles ont une influence considérable sur le relief et le réseau de drainage.

Pour les besoins du présent texte, il convient également de définir les termes suivants.

La *pénéplaine*, qu'un auteur définit comme «presque une plaine géographique», est, à sa maturité, une plaine presque dépourvue de relief qui recoupe la stratification, et les roches aussi bien tendres que résistantes. Elle est contrôlée uniquement par sa proximité au niveau de base de l'érosion. Cela dit, ce niveau de perfection est rarement atteint. Un grand nombre de pénéplaines portent des collines résiduelles qui doivent leur présence à la dureté de la roche ou à leur rajeunissement du fait de leur éloignement du niveau de base de l'érosion. Beaucoup ont été soulevées, dans certains cas plissotées et faillées, pour éventuellement former des plateaux isolés. Parfois, il ne reste d'une pénéplaine qu'un groupe de sommets plats attestant du fait qu'une pénéplaine se trouvait auparavant à cet endroit. Par ailleurs, un groupe de sommets montagneux de même altitude (en l'absence de vestiges de la plaine) est souvent interprété comme une ancienne pénéplaine, mais la marge d'incertitude est alors plus importante (Brown, 1968).

Une ancienne pénéplaine peut être exhumée, c'est-à-dire décapée de ses roches tendres plus récentes, comme c'est le cas de la pénéplaine précambrienne de l'Inglefield Land, au Groenland (fig. 3-3).

Une *plate-forme continentale* est définie par Heezen et Wilson (1968) comme une surface légèrement inclinée vers le large (pente de 1/1 000) et profonde de 200 m tout au plus. À la bordure de la plate-forme, la pente augmente à 1/40; il s'agit du *talus continental*. Les plates-formes continentales sont habituellement construites sur des sédiments non consolidés ou des roches sédimentaires. Leur morphologie résulte de divers processus d'érosion et de sédimentation sous-marines et côtières (par ex. érosion par les glaces ou les courants; sédimentation par les vagues, les cours d'eau ou les organismes biologiques). Dans certains cas, une érosion subaérienne peut s'être produite pendant les périodes où la mer a régressée à un faible niveau.

BOUCLIERS CANADIEN ET GROENLANDAIS

Les boucliers du Canada et du Groenland (portant dans le présent texte le nom collectif de «Bouclier canado-groenlandais») constituent la partie exhumée du socle précambrien de l'Amérique du Nord. Ils renferment des complexes de roches de divers âges, allant de l'Archéen au Protérozoïque tardif, et de divers degrés de métamorphisme, allant des granulites aux roches non métamorphisées. Dans le Bouclier canado-groenlandais, les chercheurs ont distingué quatre grandes périodes d'orogenèse, qui correspondent à des cycles répétés où alternent sédimentation, mouvement orogénique, mouvement épirogénique et érosion profonde. Les sédiments les plus récents du Bouclier, soit ceux du Protérozoïque, forment une couverture cratonique non métamorphisée dans des bassins dispersés sur un socle cristallin profondément érodé. Ces roches (par ex. le bassin de Thule, l'enclave de Minto) sont chronologiquement séparées des roches communes de la plate-forme paléozoïque par la lacune stratigraphique précambrienne, et sont ici incluses dans le Bouclier.

Le Bouclier canado-groenlandais est flanqué à l'ouest, au nord et à l'est par une couverture phanérozoïque. Il est inféré que la majeure partie de l'inlandsis groenlandais repose sur des roches du bouclier, limitées à l'est par les Calédonides de l'est du Groenland. Il est possible que la couverture de la plate-forme se soit déjà étendue à l'ensemble du Bouclier canado-groenlandais, mais, quoi qu'il en soit, il n'en reste plus maintenant que des lambeaux d'érosion et des grabens, comme la dépression structurale de Foxe-Baffin (fig. 17-1) formant le socle rocheux de la plaine de Foxe. La surface actuelle du Bouclier, du moins dans sa partie qui accuse un pendage nord sous la couverture de la plate-forme, apparaît comme une surface d'érosion pré-paléozoïque qui a été exhumée (Ambrose, 1964); cependant, il y a aussi des roches sédimentaires peu déformées du Protérozoïque qui reposent en discordance sur une surface d'érosion identique. Il est donc évident que la surface du Bouclier précambrien a connu, au fil d'une longue histoire, plusieurs cycles d'enfouissement, d'exhumation et d'érosion. Durant le Pléistocène, finalement, le Bouclier a été érodé et modifié par les nappes glaciaires.

Les principales régions où affleurent les roches précambriennes sont la région de Thule et Nûgssuaq, qui forme la côte est de la baie de Baffin, et son équivalent canadien, la région de Baffin de l'île de Baffin, de la partie est de l'île Devon et de la partie sud-est de l'île d'Ellesmere. D'autres parties du socle précambrien (y compris la couverture protérozoïque) forment des péninsules qui prolongent le continent dans l'archipel arctique, comme les moyennes terres de Melville et de Boothia, ou encore forment des boutonnières dans la Plate-forme de l'Arctique, comme les moyennes terres de Shaler, de même que les hauteurs topographiques de Wellington et de Duke of York.

Région de Thule et Nûgssuaq

Dans la région de Thule et Nûgssuaq (c'est ainsi que l'on désigne le terrane précambrien du Groenland qui fait face à la baie de Baffin; fig. 3-1), comme dans son équivalent canadien, la région de Baffin, les roches cristallines sont recouvertes de strates non métamorphisées datant du Précambrien tardif et du Phanérozoïque. Ces roches de couverture sont concentrées dans deux zones: au nord, autour de Thule (Protérozoïque moyen et supérieur) et au sud, dans la région de Disko et Nûgssuaq (de Crétacé à Tertiaire).

La région de Thule et Nûgssuaq forme une étroite lisière côtière en bordure de l'inlandsis. Au sud, au voisinage de Disko, elle atteint près de 150 km de largeur; dans la Melville Bugt, la zone non englacée est absente ou extrêmement étroite. Sculptée par l'érosion glaciaire, cette région est dominée par des moyennes terres et des hautes terres montagneuses. Ses basses terres se limitent à des plaines côtières étroites et à de larges vallées comblées de sédiments quaternaires dans les deux zones de roches de couverture plus récentes susmentionnées (la base aérienne de Thule est aménagée sur une plaine que forment ces basses terres). Le terrain est généralement plus élevé à l'est, et des nunataks émergent de l'inlandsis à proximité de sa marge. La côte présente les caractères d'une marge continentale faillée ou d'une marge de distension: les roches de couverture reposent directement sur le socle du côté de la côte, tandis qu'elles sont faillées et affaissées sur la plate-forme continentale où se manifestent les strates les plus jeunes (voir le chapitre 17).

Dans le sud de la région, l'inlandsis est bordé de hautes terres montagneuses, qui ont une altitude générale de 1 000 m mais dont les plus hauts sommets dépassent 2 000 m; il s'agit des zones les plus élevées de la région de Thule et Nûgssuaq. Des basaltes de plateau disposés en strates horizontales (la province volcanique de West Greenland définie par Clarke et Pedersen, 1976) reposent sur des sédiments de la baie de Nûgssuaq (Henderson et al., 1976), et forme ainsi un plateau disséqué. Des cirques confèrent au terrain une topographie accidentée en crêtes et vallées. L'inlandsis atteint la mer sur une grande largeur dans la Melville Bugt, dans la partie centrale de la région, où la côte se limite essentiellement à des îles, de petites péninsules et des nunataks (fig. 3-2). Les nunataks s'élèvent à environ 1 000 m, le plus haut atteignant près de 1 500 m.

Dans les moyennes terres de Thule (Thule Upland) du district du même nom, la partie interne constituée de hautes terres montagneuses a le caractère d'un «plateau» disséqué, où les montagnes en forme de dômes s'élèvent jusqu'à une altitude générale d'environ 800 m. La partie externe est constituée de blocs faillés inclinés formés de roches sédimentaires et ignées non métamorphisées; ces roches protérozoïques du bassin de Thule forment des littoraux caractérisés en maints endroits par la présence de falaises spectaculaires. Koch (1926) a insisté sur l'importance du contrôle par les failles dans le district de Thule; dans cette partie de la région, les failles et les variations considérables de la lithologie produisent un relief varié, allant de moyennes terres vallonnées parsemées de plateaux, à des sommets englacés dépassant 1 000 m d'altitude. Les vallées majeures et les principaux fjords sont contrôlés par des failles, et des filons-couches de basalte résistant au sein de la séquence sédimentaire produisent à faible altitude des «mésas» et des «cuestas» miniatures.

Plusieurs surfaces d'érosion anciennes ont été reconnues dans la région de Thule et Nûgssuaq, et ce malgré l'absence d'une corrélation régionale fiable. Une synthèse des données essentielles contenues dans Koch (1923a, 1928, 1929, 1935), Birket-Smith (1928), Paterson (1951), Malaurie (1955), Cowie (1961), Davies et al. (1963), Bendix-Almgreen et al. (1967), Nichols (1969) et Weidick (1975) indique qu'au moins deux grandes surfaces de planation ont été conservées, l'une datant du Précambrien et l'autre du Tertiaire ou du début du Pléistocène. D'autres surfaces soulevées ont été décrites, mais elles n'ont peut-être qu'une importance locale. La surface précambrienne est recouverte de strates du Protérozoïque moyen (Thule). Elle est découpée de nombreuses failles et légèrement inclinée vers l'ouest; située au-dessous du niveau marin, dans la partie externe de la côte, elle s'élève jusqu'à environ 1 000 m d'altitude à l'est, à proximité de l'inlandsis. Au nord, dans l'Inglefield Land, cette paléoplaine coïncide à peu près avec la surface horizontale d'une vaste étendue de moyennes terres nivelées (fig. 3-3), surface qui se manifeste également dans l'île d'Ellesmere voisine. Par ailleurs, cette ancienne surface pourrait se raccorder à un alignement de sommets proéminents qui se trouve entre 700 et 1 000 m d'altitude dans le sud de la Melville Bugt (Paterson, 1951), de même qu'à la pénéplaine sub-mésozoïque relevée dans la région de Disko (Koch, 1935). Le niveau du Tertiaire-Pléistocène

Figure 3-2. Nunataks, péninsules et îles du Bouclier précambrien de la Melville Bugt, dans la partie nord de la région de Thule et Nûgssuaq, au Groenland. Une large portion du front de l'inlandsis a atteint la mer. Les principales montagnes s'élèvent entre 800 et 1000 m d'altitude. Perspective nord-est. (Photo aérienne 542 N-Ø, n° 1890, juillet 1949. Tous droits réservés, Institut géodésique de Copenhague)

Figure 3-3. Deux pénéplaines sont observables dans la Inglefield Land côtière, au Groenland, où des strates sédimentaires subhorizontales du Cambrien recouvrent des roches cristallines du bouclier précambrien. Le plateau supérieur, d'une altitude approximative de 200 m, représente une surface d'érosion du Tertiaire (?), entaillée dans des roches sédimentaires. La pénéplaine inférieure, parallèle au plateau, est entaillée dans des roches du Bouclier précambrien et est sous-jacente à des strates protérozoïques. Perspective ouest; au centre, on observe la Marshall Bugt et au loin, le bassin de Kane et l'île d'Ellesmere. (Photo aérienne 544 C-N, n° 11829. Tous droits réservés, Institut géodésique de Copenhague)

a été reconnu dans l'Inglefield Land (surface de plateau développée au sein de roches sédimentaires, fig. 3-3), à Carey Øer (à 200 m d'altitude) et dans le district de Thule (300 à 500 m). Cette surface récente pourrait également se raccorder à une surface qui s'est développée sur la province volcanique de West Greenland (Weidick, 1975).

Région de Baffin

La «région de Baffin» est décrite ici comme étant le terrane principalement précambrien qui longe la bordure est de l'archipel arctique canadien, du sud-est de l'île d'Ellesmere à l'île de Baffin. Cette région englobe également des strates, affaissées par le jeu de failles normales du Paléozoïque inférieur dans l'île d'Ellesmere, et des strates du Crétacé au Tertiaire dans le sud de l'île Bylot et, tout à côté, dans le nord-est de l'île de Baffin. Elle correspond à la partie septentrionale de la région de Davis définie par Dunbar et Greenaway (1956), ou encore à la bordure des hautes terres (highland rim) de Bird (1972, fig. 13-2). La topographie de la région de Baffin est dominée par des moyennes terres et des hautes terres montagneuses, mais elle comporte aussi des étendues de basses terres, comme la plaine côtière de Baffin et les basses terres de la côte ouest de l'île de Baffin.

La région de Baffin est une zone soulevée de hautes terres et de moyennes terres précambriennes, qui semble correspondre à la marge de divergence est de l'archipel arctique (le «soulèvement côtier de l'Est» de Christie, 1972). Profondément disséqué au nord-est, où il forme des hautes terres montagneuses, le relief diminue progressivement d'altitude vers le sud-ouest, passant successivement à des zones de moyennes terres moins disséquées et à des basses terres, pour finalement disparaître sous la couverture de la plate-forme paléozoïque.

Bird (1967) a reconnu plusieurs surfaces de planation dans l'île de Baffin, dont les principales ont pour nom «Penny» et «Baffin». La surface Penny englobe les sommets montagneux de l'est dont l'altitude atteint et dépasse parfois 1 500 m; la surface Baffin, moins élevée (entre 600 et 800 m), est l'expression d'un relief atténué par l'érosion qui s'étend à la majeure partie de l'île de Baffin. Les relations entre les diverses surfaces de planation sont jugées complexes, mais deux conclusions d'intérêt général semblent se dégager des observations: a) la surface Baffin, plus basse et plus récente, se manifeste le long de vallées où elle pénètre les hautes terres de l'est et b) la surface Baffin et d'autres surfaces de l'intérieur et de l'ouest semblent conformes dans une large mesure à une surface d'érosion exhumée sous-jacente à la couverture paléozoïque.

Les anciennes surfaces d'érosion du sud de l'île de Baffin semblent former trois régions de moyennes terres ou «uplands» limitées par des failles (voir Bird, 1967; Bostock, 1970). Dans chaque cas, la surface des moyennes terres est inclinée vers l'ouest et, d'une altitude de 900 à 1 200 m le long des flancs nord-est des grands promontoires, atteint presque le niveau marin le long des flancs sud-ouest. Le basculement répété vers l'ouest de la surface d'érosion pré-paléozoïque (réelle ou approximative) laisse supposer un morcellement par failles, hypothèse corroborée par la présence de rifts dans les strates paléozoïques sous-jacentes à la plaine de Foxe dans sa partie sud-est.

Dans l'est de l'île de Baffin, des petites aires d'affleurements de strates volcaniques horizontales du Tertiaire inférieur et de sédiments connexes reposent en discordance angulaire sur le socle précambrien érodé sur une distance d'environ 90 km entre les caps Dyer et Searle. Ces zones d'affleurement sont des lambeaux d'une province de basaltes des plateaux qui est apparentée à un terrane beaucoup plus vaste, le terrane volcanique de West Greenland (Clarke et Upton, 1971; province volcanique de West Greenland, fig. 3-1). Les rapports qui se dégagent de certaines coulées et brèches (sous-marines) semblent indiquer qu'un soulèvement post-volcanique général d'environ 400 à 500 m se soit produit. Ce soulèvement survenu le long d'une étroite bande côtière tend à confirmer l'existence récente d'un soulèvement tectonique important à la bordure est de la région de Baffin (chapitre 19).

Sur la péninsule Borden, dans le nord de l'île de Baffin, un terrane sédimento-volcanique du Protérozoïque renferme une étendue de plateaux, de mésas et de cuestas qui sera appelée ici «moyennes terres de Borden» (Borden Upland), paysage remarquable par ses falaises spectaculaires et multicolores. La puissante séquence non métamorphisée du Protérozoïque (Lemon et Blackadar, 1963), légèrement déformée, faillée et traversée par un essaim de dykes de diabase, affleure en un vaste soulèvement structural (voir Christie, 1972). Le socle gneissique et une pénéplaine pré-protérozoïque décapée affleurent également par endroits, tandis que les roches sédimentaires forment des mésas facilement observables. Les plateaux des moyennes terres de Borden sont à peu près continus (à une altitude d'environ 550 m) avec ceux de la région de Lancaster, région à laquelle Bostock (1970, carte 1254A) les a d'ailleurs adjoint. Cependant, Bird (1967) a noté des différences d'altitude marquées entre les prolongements est de la région de Lancaster (surface Barrow, environ 300 m) et la surface des plateaux de la péninsule Borden (surface Baffin, environ 600 m).

Moyennes terres de Melville

Les moyennes terres de Melville (Melville Upland), zone linéaire mais irrégulière de roches cristallines du Précambrien, composent la presqu'île Melville et certaines parties du nord de l'île de Baffin. Elles représentent l'expression géomorphologique de l'arche de Melville (ou du horst de Melville décrit au chapitre 17), soulèvement tectonique modéré qui n'est pas délimité par des failles importantes (Christie, 1972). Cependant, dans sa partie sud, l'arche de Melville est en contact de faille avec les strates du Paléozoïque inférieur de la plaine de Foxe. Le rejet normal est d'environ 250 m vers l'est (Trettin, 1975), de sorte que cette partie du soulèvement à l'apparence d'un horst (fig. 3-4).

Les moyennes terres de la presqu'île Melville forment une surface ondulée avec de larges vallées très espacées et de basses collines en forme de dômes; l'altitude de la surface Melville se situe entre 410 et 460 m (Bird, 1967). À l'est, la surface s'incline légèrement en direction de la plaine de Foxe, mais à l'ouest, elle plonge en pente raide vers la baie Committee. Les moyennes terres perdent leur continuité vers le nord et sont recoupées par le détroit de Fury and Hecla (Sanford et Grant, 1976). Au nord de ce détroit, une étendue de moyennes terres est séparée des hautes terres et plateaux de la péninsule Borden par une large dépression de basses terres, qui est en fait un prolongement de la topographie de la plaine de Foxe (voir Blackadar, 1970, fig. 2).

Moyennes terres de Boothia

Les moyennes terres de Boothia (Boothia Upland) forment le prolongement nord du Bouclier canadien sur la presqu'île de Boothia de même que sur les îles Somerset et

Figure 3-4. Les strates subhorizontales de la plaine de Foxe (dépression structurale de Foxe et Baffin), du Paléozoïque inférieur, sont affaissées à cause de failles normales, jusqu'au niveau du socle précambrien (Bouclier canadien) des moyennes terres de Melville. Perspective ouest à partir de la limite occidentale de la plaine de Foxe. À noter les niveaux formés par les plages soulevées, dans les roches paléozoïques à l'avant de la photo. (Photo aérienne T247R-111, Photothèque nationale de l'air, Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa)

Prince of Wales. Le terrane précambrien fait partie d'une unité tectonique plus vaste, le soulèvement de Boothia, qui comporte des roches plissées et faillées plus récentes et qui s'étend vers le nord jusqu'à l'île Cornwallis et aux îles avoisinantes (chapitres 4 et 12C).

La partie des moyennes terres de Boothia est caractérisée par la présence d'un profond sillon longitudinal, le détroit de Peel.

Les moyennes terres de Boothia forment une surface irrégulière d'altitude variant entre 200 et 600 m. Sur une bonne étendue de leur limite occidentale (par ex. dans l'île Prince of Wales), les surfaces plongent en pente raide vers les collines ou plateaux des basses terres circonvoisines; l'action conjuguée des failles et de l'érosion différentielle y a accentué le relief des roches précambriennes résistantes. La limite orientale est moins distincte: sur la presqu'île de Boothia, le terrane précambrien s'élève à environ 200 à 500 m au-dessus des basses terres ou d'une plaine du Paléozoïque, mais dans l'île Somerset, la surface précambrienne se situe dans le prolongement de la surface du plateau adjacent de la région de Lancaster. Bird (1967) a inclus dans la surface Barrow les surfaces des moyennes terres de la presqu'île de Boothia, de l'île Somerset et de la partie est de l'île Prince of Wales.

Les formes de relief superficielles des moyennes terres varient d'un endroit à l'autre. Alors que les sédiments glaciaires abondent dans la partie centrale de la région (presqu'île de Boothia), le nord (île Somerset) se caractérise par la présence de felsenmeers peu éloignés de leurs roches mères (Blackadar, 1967). De profondes vallées parsemées de lacs et d'inlets forment des linéaments bien visibles aux extrémités sud et nord de la péninsule (le détroit de Bellot, le fameux «passage du Nord-Ouest», en est une). Il s'agit manifestement de zones de failles qui ont été creusées par des cours d'eau et des glaciers. Le détroit de Peel, dont le lit a probablement été surcreusé par des glaciers s'écoulant vers le nord, suit vraisemblablement une zone de faiblesse structurale, peut-être une zone de failles se raccordant à la marge occidentale du soulèvement de Boothia.

Boutonnières dans la Plate-forme de l'Arctique

La Plate-forme de l'Arctique, édifiée dans des couches du Phanérozoïque, est divisée en larges «bassins» par plusieurs zones linéaires de roches du «socle» précambrien. Parmi les roches les plus anciennes, certaines sont sédimentaires, d'autres cristallines. Le relief est dominé par des soulèvements tectoniques ou des arches: le soulèvement de Boothia, l'arche de Melville (déjà mentionnés) et l'arche de Minto. Cette dernière, qui forme une boutonnière protérozoïque (chapitre 6) dans des roches de la plate-forme paléozoïque, est dominée par les monts Shaler et sera ici désignée sous le nom de «moyennes terres de Shaler». Deux petites «langues» de roches protérozoïques dans l'île Victoria (chapitre 6) ne sont que de basses collines partiellement exhumées auxquelles sont attachés les noms de «hauteur de Wellington» et «hauteur de Duke of York».

Moyennes terres de Shaler

Les moyennes terres de Shaler forment une large boutonnière de roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque moyen (?) et supérieur dans l'île Victoria. Elles sont présumées se raccorder (quoique profondément entaillées par de grands détroits) à la pointe sud de l'île Banks et au continent à l'est de la baie Darnley, deux régions caractérisées par la présence de boutonnières précambriennes. Les cuestas et mésas des moyennes terres forment un arc dont les plus hauts sommets, d'altitude supérieure à 600 m, portent le nom de monts Shaler.

Ce relief de cuestas et de mésas comporte des crêtes, des escarpements et des plateaux (fig. 3-5). La topographie de plus faible expression est contrôlée par des filons-couches de diabase et gabbro résistants et de grande étendue, dont certains ont jusqu'à 100 m d'épaisseur. La partie la plus élevée des moyennes terres comporte des coulées basaltiques du Protérozoïque supérieur; essentiellement horizontales, ces strates forment une surface de plateau allongée entre 400 et 600 m d'altitude. La rivière Kuujjua, qui court presque parallèlement à l'arche de Minto, a sa source dans la région des moyennes terres au sud-est d'un important axe de synclinal. Elle recoupe cet axe pour ensuite se jeter dans l'inlet Minto au nord-ouest du synclinal. La rivière semble, par son orientation générale, être un cours d'eau antécédent, quoique son trajet a été quelque peu dérangé par l'érosion glaciaire différentielle qui s'est opérée sur les roches sédimentaires tendres et les filons-couches plus résistants.

Hauteurs topographiques précambrienes

Deux zones étroites de roches protérozoïques forment des boutonnières dans la partie de la Plate-forme de l'Arctique située dans le sud de l'île Victoria. Il s'agit de la hauteur de Wellington, qui s'étend vers le nord sur une centaine de kilomètres à partir de la baie Wellington, et de la hauteur de Duke of York, groupe de collines partiellement exhumées qui s'alignent dans une direction nord-nord-est sur environ 150 km à partir des îles Richardson (Christie, 1972, pp. 77-80).

La hauteur de Wellington repose sur des roches constituées essentiellement de quartzite altéré de couleur rougeâtre et de conglomérat avec diabase, lesquelles roches forment des collines basses dans le terrane paléozoïque presque horizontal. Les couches adjacentes de dolomie confinent aux collines précambriennes. La hauteur de Wellington pourrait être le vestige d'une arche ou d'un soulèvement ancien qui a été réduit à une crête basse et que l'érosion subséquente de la couverture sédimentaire a partiellement exhumé.

Les collines de la hauteur de Duke of York, constituées essentiellement de roches diabasiques, s'élèvent à environ 60 m au-dessus des couches horizontales adjacentes de dolomie ordovicienne et silurienne. Elles représentent probablement une crête topographique formée à une époque antérieure au Paléozoïque, peut-être une cuesta. Le faible arc-boutement manifeste des couches paléozoïques le long de la côte sud de l'île Victoria démontre que la tectonique a joué dans une certaine mesure.

Des crêtes de roche précambrienne flanquées de couches paléozoïques horizontales peuvent être observées dans l'île Air Force, dans le bassin Foxe (Burns, 1952, p. 8); ces collines s'élèvent à environ 40 m au-dessus de la plaine sédimentaire actuelle.

Figure 3-5. Perspective nord-ouest des moyennes terres de Shaler, sur l'île Victoria. À noter les cuestas formées par des filons-couches de diabase, résistants à l'érosion, et le plateau, au centre, constitué par les roches volcaniques de la formation de Natkusiak. (Photo aérienne T486R-66, Photothèque nationale de l'air, Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa)

PLATE-FORME DE L'ARCTIQUE

La province tectonique de la Plate-forme de l'Arctique coïncide avec une vaste zone de plaines et de plateaux qui comprend une grande partie du sud et du centre de l'archipel arctique et une large bande de terrain du Groenland septentrional (fig. 3-1). Sa limite septentrionale, qui passe par l'orogène innuitien, suit le grain structural et dessine une courbe régulière vers l'est et le nord-est; au sud, cependant, la limite est extrêmement irrégulière à cause des effets de la topographie et des faibles pendages des roches de la plate-forme. Au Groenland, la limite méridionale de la Plate-forme de l'Arctique est en majeure partie recouverte par l'inlandsis. Les roches sédimentaires paléozoïques de la Plate-forme de l'Arctique reposent sur une surface pénéplanée du Précambrien, constituée surtout de roches cristallines, le Bouclier canado-groenlandais. À l'intérieur du continent, cette surface est légèrement ondulée et presque horizontale, mais en périphérie, elle accuse une faible inclinaison vers les marges continentales (vers le nord-ouest dans l'Arctique), où elle atteint des profondeurs considérables.

Pour les besoins de cette description géomorphologique, le corps principal de la Plate-forme de l'Arctique sera divisé en trois grandes régions: la région du bassin Kane-Independence Fjord, qui s'étend dans le Groenland septentrional et qui comprend une petite «tranche» de plateau dans le centre-est de l'île d'Ellesmere; la région de Lancaster, à l'est des moyennes terres de Boothia; et la région de Banks-Victoria, à l'ouest de ces moyennes terres. Les sections qui suivent font état du fait que ces régions géomorphologiques englobent également certaines strates des provinces géologiques adjacentes. Par exemple, des unités sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque supérieur se manifestent dans la région du bassin Kane-Independence Fjord, certaines parties de la zone de plissement de Jones Sound et du soulèvement de Boothia dans la région de Lancaster et dans la région de Banks-Victoria. La partie située le plus au sud de la Plate-forme de l'Arctique, la plaine de Foxe, forme une butte-témoin dans le Bouclier canadien.

Région du bassin Kane-Independence Fjord

Le plateau qui s'étend à travers le Groenland entre le bassin Kane et la Peary Land et le secteur situé au sud-est de l'Independence Fjord (fig. 3-1) sont ici réunis en une seule région désigneé du nom de «région du bassin Kane-Independence Fjord». Cette unité géomorphologique, qui a un peu la forme d'un biseau en projection horizontale, a 1 000 km de longueur, et sa largeur augmente vers l'est, passant de 25 km à la presqu'île Bache à 100 km dans la Wulff Land, puis à plus de 200 km à proximité de l'Independence Fjord. Elle est limitée au sud par des roches cristallines précambriennes dans le secteur du bassin Kane et dans le sud de la Wulff Land, et par la partie nord des Calédonides tout à fait à l'est.

La région du bassin Kane-Independence Fjord coïncide grosso modo avec la province des plateaux et plaines de l'avant-pays du Groenland septentrional et la province des plateaux de l'avant-pays Nord-Est (Northeast Foreland) définie par Davies (1972). Cet auteur fait une distinction entre les plateaux «associés» à la déformation innuitienne au nord, et ceux de la déformation des Calédonides du Groenland oriental à l'est. Vu l'absence d'interruption entre les deux provinces, elles seront ici confondues. Par ailleurs, certaines zones montagneuses de sédiments clastiques plissés, comme les hautes terres de Polaris que Davies (1972) a incluses dans sa province des plateaux et plaines du Groenland septentrional, seront intégrées ici aux régions géomorphologiques de l'orogène innuitien.

Une bonne partie de la région se présente comme un monoclinal de strates horizontales à subhorizontales dont le pendage régional se dirige vers le nord; complètement à l'est, dans la partie occidentale de la Kronprins Christian Land, les strates sont légèrement inclinées vers l'est, en direction de la zone de plissement des Calédonides du Groenland oriental. Le relief est dominé par un plateau ou des moyennes terres concordantes, dont la surface topographique est parallèle à la stratification régionale. La surface des plateaux varie d'une altitude voisine du niveau marin à environ 1 500 m; à l'échelle régionale, elle s'élève vers le sud, et la marge de l'inlandsis laisse voir quelques nunataks à sommet plat.

Les strates de la région sont constituées surtout de roches carbonatées du Paléozoïque inférieur; des roches clastiques et ignées du Protérozoïque sont présentes entre l'Independence Fjord et le Danmark Fjord.

Du sud au nord, on observe une nette variation de la topographie, qui s'explique par des différences au niveau de la compétence physique des roches: aux roches carbonatées résistantes du sud, s'opposent des séquences clastiques moins résistantes le long de la limite de transition nord avec l'orogène innuitien. Au sud, la région se présente comme des hauts plateaux (sous-région du sud), tandis qu'au nord, elle se caractérise par un relief plus bas, atténué par l'érosion (sous-région du nord). Une troisième sous-région, celle des basses terres côtières, est également reconnue dans l'est du Groenland septentrional.

La **sous-région du sud**, qui constitue l'essentiel de la région du bassin Kane-Independence Fjord, comprend la presqu'île Bache, la Washington Land, la partie sud de la Hall Land, de la Nyeboe Land, de la Warming Land, de la Wulff Land, de la Nares Land et de la Freuchen Land, l'extrême sud de la Peary Land et le terrain situé au sud-est. Il s'agit essentiellement d'un plateau disséqué, qui se présente actuellement comme un ensemble de plateaux de type mésa séparés par de larges vallées glaciaires à fond plat et par des fjords profondément encaissés (fig. 3-6). Le relief est généralement de l'ordre de 700 à 800 m. Les blocs, semblables à des mésas, varient de taille considérablement et atteignent des dizaines de kilomètres de longueur; ils sont généralement limités par de hauts escarpements, qui forment souvent des falaises spectaculaires avec, en contrebas, des talus d'éboulis proéminents. Les surfaces des plateaux sont fréquemment recouvertes de tills et de gélifracts de roche consolidée; en maints endroits, des calottes glaciaires coiffent les plus hauts sommets. Le plateau est entaillé de plusieurs vallées étroites et semblables à des canyons, qui abritent des lacs étroits et allongés (le lac Apollo SØ dans la Wulff Land a 50 km de long et 2,5 km de large). La vallée Sydpasset, qui s'allonge d'est en ouest dans le sud de la Peary Land, contient également un lac allongé. Il s'agit d'une large dépression du relief à basse altitude qui relie la partie interne de l'Independence Fjord et la partie interne du J.P. Koch Fjord. On a longtemps

Figure 3-6. Plateau disséqué, façonné dans des strates du Paléozoïque inférieur. Le plateau, d'une altitude variant entre 700 et 800m, fait partie de la zone sud de la région du bassin de Kane et de l'Independence Fjord, de la Plate-forme de l'Arctique. La photo a été prise en direction de l'est et présente la partie sud de la Warming Land, au Groenland. Au loin, on peut distinguer l'inlandsis. (Photo aérienne 546L-Ø, n° 4245. Tous droits réservés, Institut géodésique de Copenhague)

cru qu'il s'agissait d'un chenal ou d'un passage qui isolait la Peary Land du reste du continent (on l'appelait d'ailleurs «chenal Peary» du nom de l'explorateur Robert Peary), et les atlas l'ont représentée comme telle pendant plusieurs décennies (chapitre 2).

Le plateau du sud passe à des plaines vallonnées ou ondulées dans l'extrême sud de la Washington Land, à la tête du Danmark Fjord, et dans le sud-ouest de la Kronprins Christian Land. À certains endroits plus au nord, comme dans la Wulff Land, il subsiste ici et là des vestiges du plateau séparés par des plaines et de larges vallées.

À l'ouest, le plateau laisse voir une structure bien développée entre la Washington Land et la Wulff Land. Il s'agit d'une zone de montagnes aux formes lisses et arrondies, dont le relief atteint 1 000 m. À travers la Hall Land, ces montagnes se présentent comme une chaîne linéaire discrète et large d'environ 5 km: il s'agit des Hauge Bjerge. Les collines qui élévent de façon manifeste leurs dômes sont des récifs siluriens exhumés dont l'épaisseur atteint plusieurs centaines de mètres; leurs versants sont ordinairement sous-parallèles aux couches récifales inclinées, et les basses terres ou les vallées qui les séparent les unes des autres sont façonnées dans des mudstones extra-récifaux, de moindre résistance (fig. 3-7; chapitre 7). Certaines vallées parcourant les Hauge Bjerge dans l'axe nord-sud, dont les versants laissent voir des coupes récifales abruptes, sont d'anciens passages d'eau profonde qui traversaient la zone des récifs (Dawes, 1987).

La **sous-région du nord**, dans laquelle abondent des roches clastiques siluriennes, est une étendue de plaines et de plateaux vallonnés et disséqués qui se succèdent d'est en ouest; elle comporte aussi de larges étendues de dépôts quaternaires formant basses terres. On y observe deux types de relief contrastants, un à l'ouest et l'autre à l'est, qui dans la Freuchen Land et l'ouest de la Peary Land sont séparés l'un de l'autre par un prolongement vers le nord des hauts plateaux de la sous-région du sud.

À l'ouest, entre la Hall Land et la Nares Land (au nord de la zone de récifs exhumés), des turbidites à grain fin et des argilites extra-récifales forment une étendue de plaines basses et de plateaux vallonnés et disséqués (de 700 m d'altitude tout au plus), qui passe vers le nord aux moyennes terres (uplands) de l'orogène innuitien. Les affleurements de socle sont généralement pauvres, et leur relief inférieur à 200 m, quoique des falaises plus hautes se dressent par endroits le long de certains fjords.

La plaine Polaris, dans le centre de la Hall Land (Davies, 1972) est un élément physiographique distinctif, qui se trouve en bonne partie en deça de 100 m d'altitude. Ses vastes étendues d'argiles lacustres et marines à surfaces lisses et horizontales peuvent — l'expérience l'a démontré — servir de pistes d'atterrissage à de gros aéronefs (Davies et al., 1959).

La surface des plateaux du nord s'élève vers l'est, en direction du centre de la Peary Land, jusqu'à des altitudes supérieures à 1 000 m. Une bonne partie de ce secteur se caractérise par une topographie en gradins d'un genre particulier, engendrée par l'érosion différentielle des intervalles de grès et de shale qui alternent dans les turbidites siluriennes du substratum (fig. 3-8). À la surface des plateaux se dressent de basses collines à sommets aplanis, sur les versants desquelles s'étagent des corniches de grès résistants.

La **sous-région de l'est** comporte des basses terres côtières et des bas plateaux autour de l'Independence Fjord (sur environ 3 000 km²) dans le sud de la Peary Land, dans le nord de la J.C. Christensen Land et dans la Valdemar Glückstadt Land (qui comprend les basses terres d'Independence et la plaine de Valdemar Glückstadt définies par Davies, 1972). Le relief est dominé par des plaines vallonnées et des bas plateaux disséqués, où l'action glaciaire intense a laissé une couverture étendue de dépôts glaciaires et fluvioglaciaires.

Du côté nord de l'Independence Fjord, s'étend une zone vallonnée qui, assez curieusement, renferme des crêtes proéminentes de 15 km de long et de 150 m de hauteur. Ces formes de relief, naguère considérées comme des moraines terminales (Koch, 1923b; Davies, 1963), renferment des sédiments marins et représentent des vestiges de l'érosion de nappes de charriage d'origine glaciaire (Funder et al., 1984).

Contrôle structural des fjords et des vallées

Les fjords et les vallées principales de la région du bassin Kane-Independence Fjord, accusent deux directions dominantes: une direction nord-nord-ouest entre la Washington Land et la Peary land, et une direction est facilement observable dans la Peary Land. L'une et l'autre semblent contrôlées par des failles. Par ailleurs, Monahan et Johnson (1982) ont mis en évidence une famille d'escarpements linéaires de direction nord-est, parallèle au détroit de Nares, qui coïncide surtout avec la partie externe de la côte, tandis que Sobczak (1982) a reconnu une famille de fractures de direction nord-est à la grandeur de l'archipel arctique. Il est probable que les failles dont il est question ici se sont formées surtout au Paléogène (chapitres 17 et 18) et que leur formation a été suivie d'un épisode d'érosion qui peut être à l'origine d'un certain recul des escarpements.

Le détroit de Nares, comme d'autres détroits linéaires qui entaillent la Plate-forme de l'Arctique (par ex. le détroit de Lancaster), est manifestement contrôlé par des failles (chapitre 18); cependant, il reste à élucider le rôle joué par les failles normales ou les décrochements. Au sujet de l'origine du détroit de Nares, on consultera Dawes et Kerr, 1982.

Pour l'instant, on considère ici une des hypothèses avancées pour expliquer la géomorphologie du détroit de Nares. Des indices montrent clairement qu'un ample mouvement de submersion s'est produit le long du détroit de Nares. Des côtes ennoyées ont été décrites, par exemple en bordure du bassin Kane (Nichols, 1969), et il est possible que le détroit doive son existence à la submersion d'un plateau ou d'une pénéplaine profondément disséqué. Koch (1925, 1928, 1929) a insisté sur l'importance des réseaux hydrographiques dans la topographie du Groenland septentrional (par exemple, les directions des fjords le long de la côte nord); selon lui, l'érosion fluviale aurait joué un rôle majeur dans le développement du détroit de Nares. Le bassin Kane semble être la partie la moins profonde du détroit; aussi, est-il possible qu'avant la submersion, ce secteur de la région ait servi de ligne de partage entre deux ou plusieurs bassins hydrographiques, un qui se serait écoulé vers le sud dans la baie de Baffin, et l'autre vers le nord dans la mer de Lincoln (Pelletier, 1966; Nichols, 1969). Ces réseaux hydrographiques seraient à l'origine des divers chenaux et bassins qui constituent actuelle-

Figure 3-7. Moyennes terres en forme de dôme de la Plate-forme de l'Arctique. Les récifs siluriens, mesurant jusqu'à 500 m d'épaisseur, constituent les sommets arrondis, séparés par des régions basses où l'on observe des shales pararécifaux. Vue en direction du sud-est comprenant le Kap Constitution (dans le coin inférieur gauche) et le Kap Independence (dans le coin inférieur droit), la Washington Land et le passage Kennedy. (Photo aérienne 545 K1-SØ, n° 2258. Tous droits réservés, Institut géodésique de Copenhague)

ment le détroit de Nares. Dans ce cas, les failles auraient contribué dans une large mesure à contrôler l'érosion des diverses dépressions. Bien évidemment, tous les tracés hydrographiques antérieurs au réseau actuel ont été largement modifiés par l'écoulement des glaciers, dont les plus récents étaient encore actifs juste avant la déglaciation (environ 9 ka dans la région du bassin Kane; Blake, 1981).

Région de Lancaster

La région de Lancaster est une étendue de plateaux et de plaines qui englobe certaines parties du secteur nord-ouest de l'île de Baffin, l'île Somerset, le centre de l'île Devon et le sud de l'île d'Ellesmere. Le détroit de Lancaster y domine parmi les entités marines. L'altitude des surfaces topographiques s'échelonne d'une altitude voisine du niveau marin (dans le sud du golfe de Boothia) à près de 800 m (dans le sud de l'île d'Ellesmere).

La stratification est horizontale ou subhorizontale dans une bonne partie de la région, mais des structures monoclinales légèrement inclinées vers l'est et l'ouest produisent, à l'échelle régionale, un vaste synclinal ou un bassin structural. Dans l'île d'Ellesmere, les strates ont un pendage orienté vers le nord-nord-ouest, en direction de l'axe du synclinal de Schei (chapitre 12E). Plus au sud-est, au voisinage de la côte du détroit de Jones, elles sont faillées et plissées (zone de plissement de Jones Sound).

La région de Lancaster est recoupée de failles et linéaments nombreux. Des blocs affaissés le long des côtes du détroit de Jones lui donnent l'allure d'un graben. Des données géophysiques et géologiques semblent indiquer

Figure 3-8. Moyennes terres en gradins concordantes, formées dans des turbidites du Silurien. Perspective sud, en direction de l'Independence Fjord, et montre la Peary Land méridionale, de la sous-région du nord de la Plate-forme de l'Arctique, au Groenland. (Photo aérienne 548 C-S, n° 1954. Tous droits réservés, Institut géodésique de Copenhague)

que le détroit de Lancaster forme grosso modo un demi-graben et que la côte sud de l'île Devon représente une ligne de faille majeure. Elles indiquent aussi la présence de failles de faible rejet vertical, qui courent parallèlement à la rive sud du détroit de Lancaster et à proximité de celle-ci (Kerr, 1980). Les failles du détroit de Lancaster étaient probablement actives au Miocène, mais leur formation pourrait remonter au Crétacé moyen (chapitres 18 et 19).

À partir des terranes précambriens adjacents des îles d'Ellesmere, Devon et de Baffin, la surface des plateaux de la région de Lancaster s'incline légèrement vers le sud et vers l'ouest, pour se prolonger en une quasi-plaine dans le golfe de Boothia. Cette surface forme le plateau de Lancaster et la plaine de Boothia, tels que définis par Bostock (1970). La région est profondément entaillée de vallées semblables à des canyons, ainsi que de larges inlets et chenaux marins. Le littoral est remarquable par ses inflexions uniformes et rythmées (par ex. la presqu'île Brodeur et la côte sud de l'île Devon) ou ses sections rectilignes (par ex. la côte est de l'île Somerset), de telle sorte que la position et la direction de ces vallées et passages marins semblent contrôlées par des failles. Les chenaux font sans doute partie d'un réseau hydrographique qui se construisit au Tertiaire pour être ensuite modifié par l'action des glaciers au Pléistocène (Fortier et Morley, 1956; Bird, 1967).

Le relief du plateau de Lancaster est plus particulièrement remarquable dans le nord de l'île Somerset, sur la presqu'île Brodeur de l'île de Baffin, ainsi que dans le centre et l'ouest de l'île Devon[3], secteurs caractérisés par des altitudes de 350 à 400 m (fig. 3-9). Sa surface mature recoupe les couches légèrement inclinées vers l'ouest dans l'île Devon et se prolonge vers l'ouest à travers les roches pécambriennes résistantes du soulèvement de Boothia (moyennes terres de Boothia) dans l'île Somerset et la presqu'île de Boothia.

Le plateau de Lancaster se transforme graduellement vers l'ouest, soit dans la région de l'île Cornwallis, en une surface constituée de plateaux et de moyennes terres accidentées qui sont l'expression en surface des roches sédimentaires déformées de la partie nord du soulèvement de Boothia.

Région de Banks-Victoria

La région de Banks-Victoria est formée de plateaux et de basses terres et chevauche plusieurs îles: Victoria, Banks, Melville, Prince of Wales et King William. Sa surface a une altitude variable et, sur de vastes étendues, elle se caractérise par de remarquables modelés glaciaires et par la présence de lignes de rivages marines.

Les couches paléozoïques de la région de Banks-Victoria sont horizontales ou presques sur de très grandes étendues. Des structures légèrement monoclinales s'observent néanmoins au voisinage des reliefs structuraux et topographiques: l'arche de Minto est flanquée de couches à pendages nord-ouest et sud-est, et la hauteur topographique de Duke of York, de couches plongeant vers l'ouest et l'est.

Sur de larges étendues, la stratification et d'autres structures sont masquées par de puissants dépôts glaciaires et fluviatiles de la dernière avancée glaciaire (wisconsinienne) et des précédentes. Des zones de moraines vallonnées caractérisent l'ouest de l'île Victoria et l'est de l'île Banks, tandis qu'un terrain drumlinisé couvre une bonne partie de l'est et du sud de l'île Victoria (fig. 3-10) et la presque totalité de l'île Stefansson (Fyles, 1962, 1963).

La surface topographique générale de la région est située en majeure partie à basse altitude (à moins de 150 m du niveau marin), mais elle s'élève graduellement vers l'est ou le nord-est et vers le nord-ouest, en direction des soulèvements et arches formés par la roche précambrienne (la partie est des basses terres de Victoria définies par Fortier, 1957). Le centre et l'est de l'île Banks ainsi que le nord-ouest de l'île Victoria, où la surface varie de 300 à 700 m d'altitude et où le socle rocheux se compose de roches sédimentaires légèrement déformées, forment un plateau. Dans le nord-ouest de l'île Victoria, la surface du plateau est légèrement inclinée vers le nord-ouest en direction du détroit de Prince of Wales. Dans l'île Banks, la surface s'abaisse vers l'ouest pour aller se fondre dans la plaine côtière de l'archipel arctique. Plusieurs côtes de la région ci-haut décrite se caractérisent par des falaises et des talus dont les plus spectaculaires sont les falaises côtières du cap Lambton et du promontoire Nelson dans l'île Banks (ces affleurements constitués de couches horizontales du Proterozoïque représentent en fait une des marges de l'arche de Minto).

Les chenaux et détroits sont pour la plupart larges et de forme irrégulière, caractéristiques sans doute attribuables à la faible épaisseur du relief superficiel et à l'inondation de la région. Le tracé général des détroits est probablement hérité d'un réseau hydrographique du Tertiaire (chapitre 19). Les vallées anciennes ont sans doute été excavées et comblées de sédiments par des lobes de glaciers continentaux qui ont traversé la région dans une direction générale ouest et nord-ouest. La linéation du terrain couvert de formes fuselées et cannelées (voir Fyles, 1963, fig. 2) est subparallèle ou parallèle à plusieurs des principaux passages (par ex. le détroit de Dawson and Union, le détroit de Prince Albert et le détroit de M'Clintock) et à des dépressions de plus faible dimension (inlet Richard Collinson, baie Hadley et autres). Il semble donc que ces détroits et dépressions aient été largement modifiés, notamment élargis et surcreusés par l'action des glaciers. Il est possible que l'aspect du détroit de Prince of Wales, formant un passage étroit et rectiligne, ait été contrôlé surtout par des failles; s'il est vrai qu'il supportait une mince couverture glaciaire, situé comme il était à la marge du glacier (Fyles, 1963, p. 34), on peut présumer qu'il n'a été que relativement peu touché par les processus glaciaires.

[3] Deux divisions de cette surface de plateau ont été nommées par Bird (1967, fig. 16): la surface Barrow, qui s'étend sur une grande étendue entre 350 et 400 m d'altitude, et la surface Baffin, plus haute encore, qui est en fait un prolongement vers le nord des moyennes terres précambriennes de l'île de Baffin. Dans l'île Devon, cependant, la surface présente une élévation continue vers l'est, et la démarcation «abrupte» entre les deux surfaces définies par Bird (1967, p. 69) semble impossible à distinguer (voir Roots, 1963, p. 167).

Figure 3-9. Plateau du sud-ouest de l'île Devon, composé de strates du Paléozoïque inférieur de la Plateforme de l'Arctique. À noter le réseau de drainage dendritique, au stade de jeunesse, et les vallées profondément encaissées. Vue en direction du nord-ouest. (Photo aérienne T441R-106, Photothèque nationale de l'air, Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa)

Figure 3-10. Plaines de drumlins dans le sud-ouest de l'île Victoria, dans la région de Banks-Victoria; perspective est. Les drumlins ont une longueur moyenne de 2,5 km; l'écoulement glaciaire se fait en direction de l'observateur. Les régions à texture grossière sont des champs de blocs (felsenmeer) et des affleurements blocailleux de dolomie du Paléozoïque. (Photo aérienne T321L-180, Photothèque nationale de l'air, Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa)

Plaine de Foxe (butte-témoin)

La butte-témoin du Paléozoïque formant le socle rocheux du bassin de Foxe et les environs trouve son expression géomorphologique dans la plaine de Foxe (Bostock, 1970). Cette plaine presque inondée comprend les îles du bassin de Foxe caractérisées par de faibles altitudes, la grande plaine du Koukdjuak dans l'île de Baffin, et une partie du terrain sédimentaire côtier et intérieur de l'île de Baffin et de la presqu'île Melville; elle est située en majeure partie en deça de 100 m d'altitude.

Les strates sous-jacentes à la plaine de Foxe sont constituées de calcaire, de dolomie et de grès. La succession sédimentaire du Paléozoïque inférieur, qui est relativement mince, repose dans une attitude proche de l'horizontal sur la surface presque plane du bouclier cristallin érodé. Les couches reposent dans une dépression structurale (la dépression structurale de Foxe-Baffin; fig. 17-1) qui, malgré sa largeur et sa faible profondeur, s'avère un complexe de grabens et de demi-grabens. Cette dépression est limitée au sud-ouest et au nord-est par une série de failles normales (fig. 3-4) (Trettin, 1975).

Le terrane du bassin de Foxe, avec ses strates horizontales et sa surface peu accidentée, est une plaine géomorphologique. Le relief topographique, qui atteint à peine 60 à 90 m sur les plus petites îles (surmontés d'une tranche d'eau de 50 m dans le bassin), 120 à 150 m dans l'est de la presqu'île Melville et environ 200 m dans l'île de Baffin, est le résultat d'une érosion remontant au Cénozoïque. Les fractures et les failles dont il a été question précédemment ont produit par endroits des côtes et des tracés hydrographiques rectilignes, ainsi que de petits escarpements (Trettin, 1975).

OROGÈNE INNUITIEN

L'orogène innuitien, qui occupe la partie nord de la région ci-haut décrite, comprend des zones sinueuses de roches sédimentaires plissées de même qu'un terrane métamorphique plus ancien. On y trouve un peu de laves basaltiques et, dans le nord de l'île d'Ellesmere, une grande variété de roches métamorphiques, granitoïdes et volcaniques.

Les structures plissées forment à travers l'archipel un ensemble de larges ondulations parallèles. Les plis vont vers l'est dans les îles Parry, vers le nord et le nord-est dans l'île Axel Heiberg et la partie ouest de l'île d'Ellesmere, vers le nord-est dans le nord de l'île d'Ellesmere et vers l'est-nord-est dans le Groenland septentrional. Le style de plissement varie d'un endroit à l'autre; large et ouvert dans les îles Parry, puis dans l'île d'Ellesmere, les plis deviennent presques isoclines dans un terrane à flysch dans le centre nord de l'île d'Ellesmere (zone de plissement de Hazen indiquée à la fig. 4-3); dans le Groenland septentrional des structures ouvertes tardives sont superposées à des plis isoclinaux anciens.

La zone orogénique, qui comprend des montagnes, des moyennes terres et des basses terres, est ici divisée en quatre régions: la région du Groenland septentrional et la région d'Axel Heiberg-Ellesmere, formées de montagnes et de moyennes terres, et les moyennes terres de Parry (Parry Upland) et les basses terres de Sverdrup (voir la fig. 3-1). La zone de moyennes terres et de montagnes s'étend avec plus ou moins de continuité du Groenland septentrional à l'île Melville; seuls de profonds chenaux, dont le plus important est le détroit de Nares, viennent rompre sa continuité. Les basses terres de Sverdrup, vastes dépressions topographiques occupées par les îles Sverdrup occidentales, sont flanquées des deux côtés par des moyennes terres et des montagnes et débouchent au nord-ouest sur l'océan Arctique.

L'histoire tectonique complexe de cet orogène est relatée sommairement au chapitres 4 et 21 et décrite plus en détail aux chapitres 11, 12, 17, 18 et 19.

Région du Groenland septentrional

Cette région comprend les côtes du Groenland septentrional, entre la mer de Wandel et la mer de Lincoln; elle atteint sa largeur maximale, soit une centaine de kilomètres, à l'est dans la Peary Land. Font également partie de cette région la province des montagnes du Groenland septentrional définie par Davies (1972) ainsi que, à l'ouest comme à l'est, les plateaux que Davies a englobés dans sa province des plateaux et plaines de l'avant pays du Groenland septentrional (North Greenland Foreland). Du double point de vue géologique et géomorphologique, cette région prolonge la partie est de la région d'Axel Heiberg-Ellesmere. Cependant, contrairement à son homologue ouest, elle ne laisse pas affleurer de roches cristallines, métamorphiques ou granitoïdes. L'assise rocheuse est constituée essentiellement de grès, de siltstone et de mudstone avec accessoirement, de puissantes unités carbonatées. Le terrane se caractérise par des grains sédimentaires et structuraux orientés vers l'est, direction qui, par ailleurs, domine le relief dans ses grands traits comme dans le détail. L'intensité de la déformation et du métamorphisme s'accroît généralement vers le nord: au sud (au nord de la Plate-forme de l'Arctique), les strates non métamorphisées forment des plis ouverts, tandis que dans le nord de la Parry Land, on observe plutôt des roches faiblement métamorphisées formant des plis plus complexes (voir les chapitres 11 et 17).

On distingue dans la région deux grandes sous-régions montagneuses orientées d'est en ouest, et une autre sous-région, de moindre étendue, constituée de moyennes terres découpées en blocs par des failles et située dans l'est de la Peary Land. Une *sous-région du sud* est également formée par une zone montagneuse qui s'étend à travers le nord des péninsules comprises entre la Hall Land et la Freuchen Land et qui passe également par la Peary Land au nord de la Plate-forme de l'Arctique. Le relief dominant est constitué de moyennes terres valonnées et arrondies aux collines en forme de dômes (prolongement vers l'est du plateau de Hazen, qui se trouve dans le nord-est de l'île d'Ellesmere). Par endroits, des structures plissées importantes, comme l'anticlinal de Wulff Land (qu'on peut suivre sur 200 km), accentuent considérablement le pendage des couches et produisent ainsi des crêtes à la surface des moyennes terres (fig. 3-11). Les moyennes terres sont relativement élevées, les sommets englacés de la Peary Land atteignant plus de 1 600 m d'altitude. La surface descend vers l'ouest jusqu'à des altitudes de 1 000 m ou plus.

La *sous-région du nord* qui comprend les Roosevelt Fjelde et les chaînes de montagnes situées à l'est et à l'ouest, occupe le nord de la Peary Land et de la Nansen Land. Le relief est dominé par des montagnes de type alpin comportant de vastes champs de glace (fig. 3-12); il

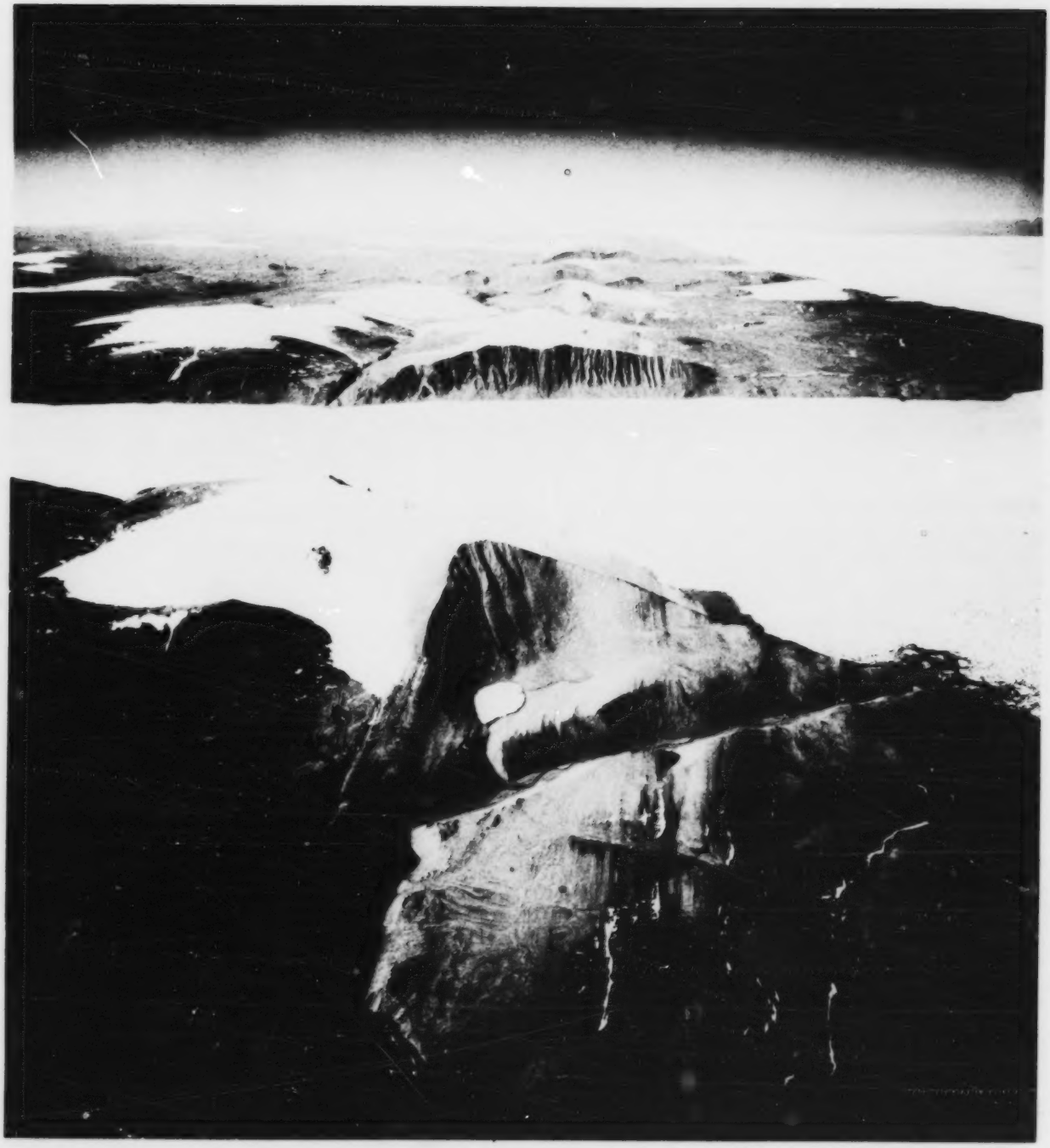


Figure 3-11. Moyennes terres montagneuses de l'orogène innuitien dans le nord de l'île Hendrik Ø (au premier plan) et la Nyeboe Land, au Groenland. Perspective ouest, dans la direction régionale des roches clastiques plissées, principalement du Silurien. Le sommet le plus élevé de la chaîne linéaire atteint à peu près 1 000 m . Au loin, dans le coin droit, on distingue la mer de Lincoln et l'île d'Ellesmere. (Photo aérienne 546 L-V, n° 5523. Tous droits réservés, Institut géodésique de Copenhague)

Figure 3-12. Montagnes alpines de la Roosevelt Fjelde, dans le nord de la Peary Land, au Groenland, formées principalement de marbres et de psammites du Paléozoïque inférieur, ayant subi un métamorphisme faible. Perspective ouest, dans la direction régionale des strates; les sommets les plus élevés ont une altitude approximative de 1 500 m. On distingue l'océan Arctique dans le coin supérieur droit. Le principal cap qui s'avance en mer est le Kap Washington. (Photo aérienne 548 F-V, n°10145. Tous droits réservés, Institut géodésique de Copenhague)

s'agit des alpes de Nansen-Jensen définies par Davies (1972). Une érosion profonde a engendré une topographie anguleuse ponctuée de crêtes aiguës et de falaises abruptes; le relief dépasse largement les 1 000 m. Le plus haut sommet du Groenland septentrional, le Helvetia Tinde, se dresse au centre des Roosevelt Fjelde, où il culmine à environ 1 920 m. La sous-région comporte plusieurs zones de contreforts, caractérisées par un relief ondulé et disséqué, comme autour du fjord Frederick E. Hyde, de même que plusieurs secteurs à relief moins accidenté et à basse terres, où affleurent de grandes unités de mudstone.

La *sous-région des moyennes terres de l'est* est située dans l'est de la Peary Land, en majeure partie sur les strates peu déformées du Paléozoïque supérieur, du Mésozoïque et du Cénozoïque du bassin de la mer de Wandel (chapitre 16), bassin sédimentaire qui a son équivalent au Canada dans le bassin de Sverdrup (chapitres 14 et 15). Le morcellement par failles dans cette région a produit divers types de reliefs qui vont des plateaux arrondis aux collines et crêtes linéaires, soit une sorte de topographie en crêtes et bassins en miniature (les hautes terres de Herluf Trolle décrites par Davies, 1972). La surface topographique oscille autour de 700 m, le plateau englacé le plus élevé atteignant 1 000 m d'altitude.

Région d'Axel Heiberg-Ellesmere

La région d'Axel Heiberg-Ellesmere comprend le nord et le centre ouest de l'île d'Ellesmere et la majeure partie de l'île Axel Heiberg. Ces zones de montagnes englacées sont séparées par des moyennes terres irrégulières et profondément disséquées. Les systèmes montagneux portent les noms de Grantland, Axel Heiberg, Victoria and Albert, tandis que les moyennes terres les séparant portent le nom de «moyennes terres d'Eureka» (Eureka Upland; Bostock, 1970).

Ainsi que Taylor (1956, v. 3) le faisait remarquer en parlant de la Grant Land (ancien nom de la partie nord de l'île d'Ellesmere), il s'agit d'une région sans pareil: le plus grand lac des îles de la Reine-Élisabeth, les plus hauts sommets de l'est de l'Amérique du Nord et un des plus imposant système de fjords de l'Arctique canadien et, en fait, du monde s'y trouvent.

Les monts Grantland se trouvent dans une zone de hautes terres englacées, montagneuses et fortement disséquées que domine la chaîne United States. Dans les principaux chaînons, le grain sédimentaire et structural est nettement orienté vers le nord-est, mais les directions sont plus aléatoires dans les montagnes de la côte nord, où les fjords produisent de profondes échancrures dans le terrain et où le relief montagneux est plus irrégulier. Des champs de glace presque ininterrompus alimentent de nombreux glaciers, qui s'écoulent selon un tracé rayonnant dans les fjords et sur les moyennes terres adjacentes. Il n'est pas rare de voir des sommets culminer à 1 700 m, et le plus haut, le pic Barbeau, atteint 2 604 m d'altitude.

Dans les monts Victoria and Albert, les plis et les failles sont uniformément orientés vers le nord-est, et les différences de compétence entre les diverses roches sédimentaires produisent une topographie en crêtes et vallées bien développée (fig. 3-13). Les crêtes s'élèvent généralement entre 1 500 et 1 800 m; la dénivellation atteint environ 750 m. La calotte glaciaire Agassiz s'écoule vers le nord-ouest sur les moyennes terres adjacentes et vers le sud-est dans une zone côtière de vallées et de fjords orientés transversalement.

Les monts Axel Heiberg sont des hautes terres montagneuses disséquées, constituées de roches sédimentaires plus récentes avec des filons-couches de diabase (le bassin de Sverdrup), dont les éléments structuraux ont une direction nord-nord-ouest. À partir des hautes terres englacées du centre (dont les sommets atteignent 2 000 m), des fjords et de profondes vallées modifiées par l'action glaciaire rayonnent de telle sorte que certaines vallées sont parallèles à la structure régionale tandis que d'autres la recoupent. La surface des hautes terres descend vers l'est jusqu'à des moyennes terres plus vallonnées et vers l'ouest, plus abruptement, jusqu'aux basses terres de Sverdrup.

La dépression irrégulière qui s'interpose entre les systèmes montagneux que l'on considère ici comme un complexe de moyennes terres (Eureka Upland), est un terrane élevé et disséqué de roches sédimentaires plissées et faillées. La surface forme des ondulations et des crêtes à l'ouest (partie est de l'île Axel Heiberg et partie ouest de l'île d'Ellesmere), où elle s'élève graduellement jusque dans les hautes terres montagneuses circonvoisines. Au nord-est, une surface ondulée et relativement uniforme (les moyennes terres de Hazen Lake décrites par Fortier, 1957, et le plateau de Hazen décrit par Christie, 1964) s'élève graduellement vers le sud-est de son point le plus bas, au pied des monts Grantland, jusqu'aux monts Victoria and Albert. La limite relativement abrupte qui la sépare des monts Grantland coïncide avec la zone de failles de Lake Hazen, le long de laquelle le terrain montagneux a été soulevé au nord de telle sorte qu'il surplombe les moyennes terres situées au sud-est du lac Hazen. Cette surface de moyennes terres est constituée de roches sédimentaires flyschoïdes à plis serrés de direction nord-est, ce qui se traduit par un relief peu accidenté. Les petits cours d'eau empruntent cette direction, et ce malgré les changements apportés à la topographie par les glaciers qui s'écoulaient vers le sud-est à travers les moyennes terres. Ces dernières représentent une pénéplaine antérieure au Pennsylvanien, qui a été décapée au Tertiaire précoce puis à nouveau au Tertiaire tardif ou au Pléistocène. Le drainage s'effectue actuellement vers le sud-est par des fjords et des vallées profondes. Ces vallées antécédentes ont été excavées par des processus fluviaux et glaciaires (fig. 3-14).

Moyennes terres de Parry (Parry Uplands)

Les moyennes terres de Parry (Parry Upland) forment une surface ondulée dont l'altitude varie de faible à modérée et dans laquelle apparaissent clairement les directions de plissement dominantes des strates déformées du Paléozoïque inférieur et du Devonien. Elles englobent les zones de plissement de Parry Islands et Canrobert Hills, la partie nord du soulèvement de Boothia (zone de plissement de Cornwallis) et la partie ouest de la zone de plissement de Jones Sound, de même qu'une partie de la Plate-forme de l'Arctique qui fait saillie au nord de cette dernière zone de plissement (fig. 12A-1). Les moyennes terres passent vers le sud à des plateaux de roches sédimentaires non plissées du Paléozoïque inférieur et sont limitées au nord par les basses terres de Sverdrup, façonnées dans des sédiments moins résistants et relativement peu déformés

Figure 3-13. Monts Victoria and Albert, sur l'île d'Ellesmere, dans la région d'Axel Heiberg-Ellesmere. Perspective ouest. On distingue bien la calotte Agassiz et les zones supérieures des glaciers qui canalisent la glace vers les fjords de la côte est. À noter l'alignement des sommets (nunataks). (Photo aérienne T398R-222, Photothèque nationale de l'air, Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa)

Figure 3-14. Perspective ouest du plateau de Hazen, zone de moyennes terres disséquées de la région d'Axel Heiberg-Ellesmere qui constitue une pénéplaine dénudée. Dans le coin supérieur droit, on distingue le lac Hazen et le chaînon United States; dans le coin inférieur gauche, la baie Lady Franklin et enfin, dans le coin supérieur gauche, le Conybeare Fiord. La baie de forme irrégulière de la partie centrale, à l'avant, est le havre Discovery. (Photo aérienne T397L-180, Photothèque nationale de l'air, Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa)

du bassin de Sverdrup. Les moyennes terres sont constituées principalement de roches clastiques dans l'île Melville et dans l'ouest de l'île Bathurst, et de roches clastiques et carbonatées dans l'est des îles Bathurst et Cornwallis, dans le nord-ouest de l'île Devon et dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere.

Sur l'île Eglinton, les moyennes terres de Parry sont traversées par une structure en graben contenant des couches plus récentes, formant une extension vers le sud-ouest des basses terres de Sverdrup.

La surface des moyennes terres, qui se situe entre 150 et 250 m d'altitude dans le sud-est de l'île Melville, s'élève graduellement vers l'ouest et vers l'est. Elle atteint près de 700 m dans l'ouest de l'île Melville, où elle abrite quelques calottes glaciaires de faible dimension. Entre environ 600 et 900 m d'altitude dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere, les moyennes terres de Parry rejoignent celles de la région d'Axel Heiberg-Ellesmere dont les sommets forment des crêtes distinctives. Les moyennes terres de Parry se caractérisent par des crêtes adoucies, dont la position, de même que celle des vallées, est influencée par les directions des plis et les différences de compétence entre les strates sédimentaires. Dans l'ouest de l'île Melville, les moyennes terres sont profondément disséquées par des vallées et des fjords qui rayonnent à partir des hautes terres du centre. Ces formes du relief (par ex. l'inlet Murray, sur la côte sud) étaient vraisemblablement des fjords à l'origine (c'est-à-dire d'origine glaciaire) à en juger par la raideur des versants des vallées, leur forme en U et le caractère suspendu de certaines vallées tributaires. À la tête de l'inlet Murray, une petite île porte des marques de cannelures glaciaires parallèles à la vallée.

Basses terres de Sverdrup

Les basses terres de Sverdrup, qui forment un bassin topographique peu profond dans la partie ouest des îles de la Reine-Élisabeth, au nord des îles Parry, coïncident avec les parties les moins déformées du bassin de Sverdrup. Le bassin topographique est limité au sud et à l'est par les moyennes terres de Parry et les monts Axel Heiberg, tandis qu'au nord-ouest, il s'ouvre sur la plaine côtière de l'archipel arctique et sur l'océan Arctique.

Dans sa partie ouest, le bassin de Sverdrup accuse des directions de plissement variables et des pendages surtout faibles. Ce style structural, combiné à la faible résistance des roches, a produit une région basse (d'altitude généralement inférieure à 150 m) constituée de collines et d'escarpements irréguliers. Les dômes de gypse disséqués et les structures apparentées forment des «badlands» qui tranchent nettement dans le relief des basses terres (fig. 3-15). Un ancien réseau hydrographique, qui a sans doute été modifié par l'action des glaciers (Pelletier, 1966), est actuellement recouvert d'une épaisse colonne d'eau, de telle sorte que la moitié des basses terres se trouve immergée. Des plates-formes peu profondes, recouvertes de moins de 200 m d'eau, entourent des îles ou des archipels. Ces plates-formes continentales sont séparées par de larges chenaux dont la profondeur se situe entre 200 et 500 m; ces chenaux renferment par endroits des fosses étroites de profondeurs comprises entre 500 et environ 700 m (par ex. le passage Peary et le détroit de Massey à l'ouest de l'île Axel Heiberg, le détroit de Hassel entre les îles Amund Ringnes et Ellef Ringnes, et le détroit de Maclean à l'ouest de l'île Ellef Ringnes).

PLAINES CÔTIÈRES ET PLATES-FORMES CONTINENTALES

Les plaines côtières et plates-formes continentales sont des entités relativement récentes qui bordent l'orogène innuitien et la Plate-forme de l'Arctique au nord ou au nord-ouest (océan Arctique) et au sud-est (baie de Baffin). Celles qui se trouvent au nord sont désignées ici sous les noms de «plaine côtière de la mer de Wandel» et «plate-forme continentale de Lincoln et Morris Jesup», et de «plaine côtière de l'archipel «arctique» et «plate-forme continentale de l'archipel «arctique». Les plates formes continentales de la baie de Baffin, regroupent la plate-forme continentale de Melville Bugt et Disko (au large du Groenland) et la plate-forme continentale de Davis (au large de l'île de Baffin).

Plaine côtière de la mer de Wandel

Sur la côte nord du Groenland (comme dans le nord de l'île d'Ellesmere), les montagnes confinent directement à la mer, phénomène qui semble indiquer l'existence d'un contrôle exercé par des failles. Dans l'est de la Peary Land, par contre, une étroite plaine de basses terres débouche sur l'océan Arctique et la mer de Wandel. Cette plaine, que l'on désigne ici «plaine côtière de la mer de Wandel», comprend les estrans de l'Arctique et de Herlufsholm décrits par Davies (1972).

La plaine côtière a une largeur maximale de 15 km et est constituée de dépôts quaternaires non consolidés: sédiments glaciaires, marins et fluvioglaciaires formant un relief plat à ondulé, ponctué par endroits par la présence de crêtes. Sa surface s'élève graduellement vers l'intérieur des terres, passant du niveau marin à 200 m. À l'est du Kap Morris Jesup, la plaine côtière est limitée côté terre par un escarpement abrupt qui borde la faille de Kap Bridgman; dans l'extrême est de la Peary Land, elle est juxtaposée, sans contrôle tectonique apparent, à la topographie ondulée qui caractérise les sous-régions est de l'orogène innuitien et de la Plate-forme de l'Arctique.

Des formes et dépôts marins dominés localement par des lignes de rivage spectaculaires, indiquent que le relèvement glaciaire avant et pendant l'Holocène a été de l'ordre de 100 m ou plus (Funder et Hjort, 1980). La plaine côtière est essentiellement une entité émergée qui se prolonge probablement (au large des côtes) dans la plate-forme continentale.

Plaine côtière de l'archipel arctique

La plaine côtière de l'archipel arctique (ou plaine côtière des îles décrites par Bostock, 1970) est une bande de terre à très faible relief, soit jusqu'à 50 km de largeur, qui borde la côte entre l'île Axel Heiberg et le delta du Mackenzie. Elle repose sur des dépôts non consolidés du Tertiaire supérieur et du Quaternaire et, comme son équivalent groenlandais, elle se prolonge probablement dans la partie interne de la plate-forme continentale au large des côtes.

Légèrement inclinée, la surface de la plaine côtière est presque parallèle aux strates de sédiments du Tertiaire supérieur dont le pendage vers la mer excède par endroits

Figure 3-15. Basses terres de Sverdrup, composées de roches sédimentaires légèrement plissées. Sur la photo, la structure anticlinale est percée par une masse allongée de gypse. Vue en direction de l'est de la partie est de l'île Ellef Ringnes, montrant un territoire allant du détroit de Hassel à l'île Amund Ringnes. (Photo aérienne T428R-121, Photothèque nationale de l'air, Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa)

celui de la plaine. Les pendages sont parfois orientés vers la terre ferme. Il se peut que les sédiments soient légèrement déformés, même si les pendages représentent en tout ou en partie des structures de sédimentation. Quoi qu'il en soit, la plaine émergée est manifestement une surface d'érosion qui recoupe les couches les plus récentes, lesquelles couches sont également disséquées par le présent réseau de vallées, de chenaux et de détroits. La présence de linéaments et d'escarpements apparentés dans les couches récentes indique qu'un mouvement s'est produit à la fin du Tertiaire ou à l'Holocène récent, peut-être par suite d'une réactivation de failles anciennes du substratum déformé. (Des tremblements de terre se produisent dans cette région mais ils sont de faible magnitude; voir à ce propos les figures 5C.1, 5C.4 et 5C.5). Finalement, la plaine est une surface uniforme et très légèrement inclinée qui se caractérise en outre par la présence de cours d'eaux conséquents peu encaissés qui se jettent dans l'océan Arctique (fig. 3-16).

Plate-forme continentale de Lincoln et Morris Jesup

La plate-forme continentale au large du Groenland septentrional, qui porte ici le nom de «plate-forme continentale de Lincoln et Morris Jesup», s'étend du nord-est de l'île d'Ellesmere (mer de Lincoln) jusqu'au Kap Morris Jesup, le cap le plus au nord du Groenland. Cette plate-forme est peut-être la moins bien connue des plate-formes de l'Amérique du Nord (Dawes, sous presse, discute de cette question). Des données bathymétriques fragmentaires semblent indiquer que la rupture de pente (accore) se trouve par environ 500 m de profondeur (Johnson et al., 1979). Un rentrant prononcé dans les courbes bathymétriques obtenues au large de l'île d'Ellesmere indique un rétrécissement de la plate-forme à moins de 20 km; on présume à cet endroit trouver la limite avec la plate-forme de l'archipel arctique, dont il sera question ci-dessous (fig. 3-1). La plate-forme continentale est large d'une cinquantaine de kilomètres au large de la côte est de la Peary Land, et d'environ 250 km dans la mer de Lincoln, où elle se caractérise par une surface ondulée sans hauteurs proéminentes. Elle est entaillée d'un étroit fossé linéaire très évident de plus de 500 m de profondeur, qui longe la côte du Groenland sur plus de 200 km à l'est du détroit de Robeson. Ce fossé se trouve dans le prolongement de la dépression sous-marine de la baie Lady Franklin dans l'île d'Ellesmere, et sa linéarité pourrait correspondre au contrôle exercé par une faille. En s'éloignant de l'île d'Ellesmere et de la Peary Land, la plate-forme conduit à des zones de plateaux sous-marins (plutôt qu'à des fosses abyssales comme c'est habituellement le cas) formés par la dorsale Lomonosov et le plateau de Morris Jesup.

Des données géophysiques semblent indiquer que la plate-forme continentale dans la mer de Lincoln représente un important bassin de sédimentation constitué d'une séquence sédimentaire de plusieurs kilomètres d'épaisseur (il s'agit peut-être des dépôts du bassin de Sverdrup). En outre, elle doit certainement receler quantité de débris fluviatiles dérivés des zones montagneuses de l'orogène innuitien qui l'entoure. La plate-forme de la mer de Lincoln représente probablement une région dont l'affaissement est peut-être dû à l'intersection de failles est-ouest (parallèles à plusieurs failles continentales) et de failles parallèles au détroit de Nares.

Plate-forme continentale de l'archipel arctique

La plate-forme continentale située au large de l'archipel arctique et du Yukon est une surface légèrement inclinée qui s'étend entre la côte et le talus continental. La rupture de pente, c'est-à-dire la ligne au-delà de laquelle la surface accuse un pendage approximatif de 1/450 vers l'océan Arctique, se trouve par environ 200 m de profondeur au large du Yukon et de près de 500 m au large de l'archipel. La largeur de la plate-forme atteint environ 120 km dans l'archipel, mais elle compte à peine une cinquantaine de kilomètres au large du Yukon; elle diminue graduellement vers le nord-est, jusqu'à environ 80 km au large de l'île Axel Heiberg. Au large de la côte nord de l'île d'Ellesmere, la limite entre plate-forme et talus est obscurcie par la présence des plateaux formés par la dorsale Alpha.

La plate-forme continentale de l'archipel arctique semble plus profonde (500 m contre 200 m pour la plupart des plates-formes) et davantage inclinée (1/450 comparativement à 1/1 000) que les plates-formes que Heezen et Wilson (1968) considèrent comme typiques des océans de la planète. On en conclut qu'elle se trouve actuellement dans un état d'inondation.

Plate-forme de Melville Bugt et Disko

Le Groenland occidental se prolonge en mer en une vaste plate-forme qui atteint une largeur maximale de 300 km (fig. 3-1) et dont la rupture de pente est définie par l'isobathe de 500 m. Elle se caractérise par des dépôts quaternaires largement répandus, dont l'épaisseur atteint par endroit 300 m.

Cette plate-forme est entaillée de plusieurs chenaux transversaux érodés par les glaces, qui s'observent aux embouchures des principaux systèmes hydrographiques. Les plus imposants de ces chenaux se trouvent dans la région de Disko-Nûgssuaq et dans la Melville Bugt, où ils atteignent 500 m de profondeur. À leurs extrémités distales, de vastes cônes sédimentaires marquent la bordure de la plate-forme. De forme semi-circulaire, ils peuvent avoir jusqu'à 200 km de diamètre, tout comme le cône représenté par un bourrelet sinueux à la bordure de la plate-forme au large de la Disko Bugt. Bien qu'à l'évidence contrôlés par des réseaux hydrographiques majeurs, les chenaux ont été abondamment sculptés et surcreusés par des glaciers. Leurs cônes sédimentaires pourraient bien s'être formés avant le début de la principale glaciation, à l'époque où le niveau marin se trouvait plusieurs centaines de mètres plus bas qu'actuellement.

La plate-forme continentale de Melville Bugt et Disko repose sur un vaste bassin sédimentaire du Mésozoïque et du Cénozoïque (le bassin du Groenland occidental, Henderson et al., 1981). Ce bassin est limité par des «reliefs» précambriens faillés et une virgation forcée (arc) de la partie est de ce bassin (baie de Nûgssuaq) affleure dans la région de Disko et de la péninsule de Nûgssuaq. Au nord, dans la Melville Bugt, un graben parallèle à la côte, long de 400 km et large de 50 à 75 km, renferme une séquence sédimentaire épaisse de 10 km dont l'âge et la structure sont méconnus pour l'instant.

Figure 3-16. Plaine côtière de l'archipel arctique, sur l'île Banks. Perspective ouest, en direction de la mer de Beaufort. À noter la ligne de faille, parallèle au rivage, dans la partie centrale de la photo. (Photo aérienne T429R-169, Photothèque nationale de l'air, Énergie, Mines et Ressources Canada, Ottawa.)

Plate-forme de Davis

L'étroite plate-forme continentale qui prolonge les îles de Baffin, Devon et d'Ellesmere dans la baie de Baffin a été appelée «plate-forme de Davis» par Bostock (1970). Les côtes est précambriennes de l'archipel sont manifestement dépourvues d'une plaine côtière, peut-être parce qu'elles sont récentes et formeés des roches résistantes. Des données sismiques mettent en évidence la présence d'un pédiment submergé sous la plate-forme adjacente, de même que l'absence de failles importantes à la limite entre plate-forme interne et côte (H.R. Balkwill, communication personnelle, 1987).

La plate-forme de Davis, beaucoup plus étroite que son équivalent ouest-groenlandais, varie en profondeur et en largeur, et devient indéfinie au voisinage du détroit de Davis. Les données bathymétriques obtenues au large de la grande péninsule qui termine l'île de Baffin au sud-est ne donnent guère d'indices de l'existence d'une plate-forme continentale; elles indiquent plutôt que l'île se prolonge en un long talus qui descend en pente douce dans la mer du Labrador, avec ici et là des élévations de terrain de faible hauteur, et avec possiblement un rétrécissement et une accentuation de la pente aux environs de 1 500 ou 2 000 m de profondeur. Plus au nord, le long de l'île de Baffin, la plate-forme n'a qu'une quarantaine de kilomètres de largeur et présente une bordure sinueuse au voisinage de l'isobathe de 200 m. Les talus deviennent indéfinis au large de l'île Bylot, présumément à cause de la présence d'un immense cône de déjection au large de l'embouchure du détroit de Lancaster. À l'extrémité nord-ouest de la baie de Baffin, le fond de la mer semble former un long talus en pente douce avec des irrégularités de surface, quelque peu semblable à celui observé au fond de la mer du Labrador. Par ailleurs, aucune morphologie distinctive n'a été mise en évidence au large des îles Devon et d'Ellesmere, où il y a coalescence de la plate-forme de Melville Bugt et Disko et de celle de Davis. Dans cette zone débouchent trois détroits importants, ceux de Lancaster, de Jones et de Smith, qui ont tous des profondeurs supérieures à 500 m. Bordés par des côtes à falaises escarpées, ces trois chenaux sont contrôlés par des failles et ont été surcreusés par l'action des glaces et des cours d'eau.

REMERCIEMENTS

Les auteurs désirent remercier A.K. Higgins et W.S. Watt, de la commission géologique du Groenland, ainsi que D.A. Hodgson, de la Commission géologique du Canada, d'avoir apporté de pertinents et utiles commentaires critiques qui ont permis d'améliorer le texte.

Les photographies aériennes reproduites dans les planches de ce chapitre sont publiées avec l'autorisation de l'institut géodésique de Copenhague, Danemark (A-495/79), et celle de la Photothèque nationale de l'air, Ottawa, Canada.

RÉFÉRENCES

Ahnert, F.
1959: Notes on the physical geography of Northwestern Greenland; in U.S. Army Transportation Corps Arctic Projects: Greenland 1959, Final Report; U.S. Army Transportation Environmental Operations Group, Fort Eustis, Virginia, p. 68-92.
1962: The physical environment of Nyeboe Land, North Greenland; U.S. Army Transportation Board, Fort Eustis, Virginia, 58 p. (Published as a supplement to U.S. Army Transporation Corps Arctic Projects: Greenland 1959, Final Report.)

Ambrose, J.W.
1964: Exhumed paleoplains of the Precambrian Shield of North America; American Journal of Science, v. 262, p. 817-857.

Bendix-Almgreen, S.E., Fristrup, B., and Nichols, R.L.
1967: Notes on the geology and geomorphology of the Carey Øer, North-West Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 164, no. 8, 19 p.

Bird, J.B.
1967: The Physiography of Arctic Canada with special reference to the area south of Parry Channel; The John Hopkins Press, Baltimore, Maryland.
1972: The Natural Landscapes of Canada, a Study in Regional Earth Science; Wiley, Toronto, 191 p.

Birket-Smith, K.
1928: Physiography of West Greenland; in Greenland, M. Vahl, G.C. Amdrup, L. Bobé, and A.S. Jensen (ed.); C.A. Reitzel, Copenhagen, v. 1, p. 423-490.

Blackadar, R.G.
1967: Geological reconnaissance, southern Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 66-47, 32 p.
1970: Precambrian geology, northwestern Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 191, 89 p.

Blake, W., Jr.
1981: Lake sediment coring along Smith Sound, Ellesmere Island and Greenland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 191-200.

Bostock, H.S.
1970: Physiographic subdivisions of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 9-30. (see also, Physiographic regions of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1254A, scale 1:5 000 000).

Brown, E.H.
1968: Peneplain; in The Encyclopedia of Geomorphology, R.W. Fairbridge (ed.); Reinhold Book Corporation, New York, p. 821-822.

Burns, C.A.
1952: Geological notes on localities in James Bay, Hudson Bay, and Foxe Basin visited during an exploration cruise in 1949; Geological Survey of Canada, Paper 52-25, 16 p.

Christie, R.L.
1964: Geological reconnaissance of northeastern Ellesmere Island, District of Franklin (120, 340, parts of); Geological Survey of Canada, Memoir 331, 79 p.
1972: Central Stable Region; in Guidebook for Field Excursion A-66, 24th International Geological Congress, Montreal, 1972, p. 40-87.

Clarke, D.B. and Pedersen, A.K.
1976: Tertiary volcanic province of West Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 364-385.

Clarke, D.B. and Upton, B.G.J.
1971: Tertiary basalts of Baffin Island: field relations and tectonic setting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 248-258.

Colton, R.B. and Holmes, C.D.
1954: Geomorphology of the Nunatarssuak area; in Final Report, Program B, Operation Ice Cap 1953; U.S. Army, Stanford Research Institute, California, p. 27-52.

Cowie, J.W.
1961: Contributions to the geology of North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 164, no. [illegible]7 p.

Davies, W.E.
1963: Glacial geology of northern Greenland; Polarforschung, v. 5, p. 94-103.
1972: Landscape of northern Greenland; U.S. Army, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, Special Report 164, 67 p.

Davies, W.E., Krinsely, D.B., and Nicol, A.H.
1963: Geology of the North Star Bugt area, Northwest Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 162, no. 12, 68 p.

Davies, W.E., Needleman, S.M. and Klick, D.W.
1959: Report on Operation Groundhog (1958) North Greenland. Investigation of ice-free sites for aircraft landing, Polaris Promontory, North Greenland; U.S. Air Force, Cambridge Research Center, Bedford, 45 p.

Dawes, P.R.
1987: Topographical and geological maps of Hall Land, North Greenland. Description of a computer-supported photogrammetrical research programme for production of new maps, and the Lower Palaeozoic and surficial geology; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin 155.
in press: The North Greenland Continental Margin; in The Arctic Ocean region; Geological Society of America, The Geology of North America, v. L.

Dawes, P.R. and Kerr, J.W. (ed.)
1982: Nares Strait and the Drift of Greenland; a Conflict in Plate Tectonics; Meddelelser om Grønland, Geoscience no. 8, 392 p.
Dunbar, M. and Greenaway, K.R.
1956: Arctic Canada from the Air; Canada, Defence Research Board, Queen's Printer, Ottawa, 541 p.
Fairbridge, R.W. (ed.)
1968: The Encyclopedia of Geomorphology; Reinhold Book Corporation, New York, 1295 p.
Fortier, Y.O.
1957: The Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, C.H. Stockwell (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Series No. 1 (fourth edition), p. 393-442.
Fortier, Y.O. and Morley, L.W.
1956: Geological unity of the Arctic Islands; Royal Society of Canada, Transactions, v. 50, p. 3-12.
Funder, S., Bennike, O., Mogensen, G.S., Noe-Nygaard, B., Pedersen, S.A.S., and Petersen, K.S.
1984: The Kap København Formation, a late Cainozoic sedimentary sequence in North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 120, p. 9-18.
Funder, S. and Hjort, C.
1980: A reconnaissance of the Quaternary geology of eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 99-105.
Fyles, J.G.
1962: Physiography; in Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago, R. Thorsteinsson and E.T. Tozer; Geological Survey of Canada, Memoir 330, p. 8-17.
1963: Surficial geology of Victoria and Stefansson Islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 101, 38 p.
Gentilli, J.
1968: Regions, natural and geographical; in The Encyclopedia of Geomorphology, R.W. Fairbridge (ed.); Reinhold Book Corporation, New York, p. 932-933.
Henderson, G., Rosenkrantz, A., and Schiener, E.J.
1976: Cretaceous-Tertiary sedimentary rocks of West Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 340-362.
Henderson, G., Schiener, E.J., Risum, J.B., Croxton, C.A., and Andersen, B.B.
1981: The West Greenland Basin; in Geology of the North Atlantic Borderlands, J.W. Kerr and A.J. Fergusson (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 399-428.
Heezen, B. and Wilson, L.
1968: Submarine geomorphology; in The Encyclopedia of Geomorphology, R.W. Fairbridge (ed.); Reinhold Book Corporation, New York, p. 1079-1097.
Johnson, G.L., Monahan, D., Grønlie, G., and Sobczak, L.
1979: General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), 1:6 000 000, sheet 5.17, The Arctic Ocean; Canadian Hydrographic Service, Ottawa.
Kerr, J.W.
1980: Structural framework of Lancaster Aulacogen, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 319, 24 p.
Koch, L.
1923a: Some new features in the physiography and geology of Greenland; Journal of Geology, v. 31, p. 42-65.
1923b: Preliminary report upon the geology of Peary Land, Arctic Greenland; American Journal of Science, v. 5, p. 189-199.
1925: The geology of North Greenland; American Journal of Science, v. 9, p. 271-285.
1926: A new fault zone in Northwest Greenland; American Journal of Science, v. 12, p. 301-310.
1928: The physiography of North Greenland; in Greenland, M. Vahl, G.C. Amdrup, L. Bobé, and A.S. Jensen (ed.); C. A. Reitzel, Copenhagen, v. 1, p. 491-518.
1929: Stratigraphy of Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 73, no. 2, p. 205-320.
1935: Geologie von Grönland; in Geologie der Erde, E. Krenkel (ed.); Gebrüder Borntraeger, Berlin, 159 p.
Lemon, R.R.H. and Blackadar, R.G.
1963: Admiralty Inlet area, Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 328, 84 p.
Malaurie, J.
1955: The French Geographical Expedition to Thule, 1950-51, a preliminary report; Arctic, v. 8, no. 4, p. 203-214.
1968: Thèmes de recherche géomorphologique dans le nord-ouest du Groenland; Editions du Centre national de la Recherche scientifique, Paris, 495 p.
Mescherikov, Y.A.
1968: Plains; in The Encyclopedia of Geomorphology, R.W. Fairbridge (ed.); Reinhold Book Corporation, New York, p. 850-856.
Monahan, D. and Johnson, G.L.
1982: Physiography of Nares Strait: importance to the origin of the Wegener Fault; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 53-64.
Nichols, R.L.
1969: Geomorphology of Inglefield Land, North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 188, no. 1, 109 p.
Paterson, T.T.
1951: Physiographic studies in North West Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 151, no. 4, 60 p.
Pelletier, B.R.
1966: Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movement; in Continental Drift, G.D. Garland (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication No. 9, University of Toronto Press, Toronto, p. 77-101.
Roots, E.F.
1963: Physiography; in Geology of the North-Central Part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 107-117, p. 164-179, p. 266-275, p. 418-426, p. 580-585.
Sanford, B.V. and Grant, G.M.
1976: Physiography, eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1399A (4 sheets, scale 1:2 000 000).
Sobczak, L.W.
1982: Fragmentation of the Canadian Arctic Archipelago, Greenland, and surrounding oceans; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience no. 8, p. 221-236.
Sugden, D.
1974: Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions; Institute of British Geographers, Special Publication no. 7, p. 177-195.
Taylor, A.
1956: Physical Geography of the Queen Elizabeth Islands, Canada; 12 volumes; American Geographical Society, New York.
Trettin, H.P.
1975: Investigations of lower Paleozoic geology, Foxe Basin, northeastern Melville Peninsula, and parts of northwestern and central Baffin Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 251, 177 p.
Victor, P.E.
1955: Geography of Northeast Greenland; U.S. Army, Corps of Engineers, Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Wilmette, Illinois, Special Report 15, 51 p.
Weidick, A.
1975: A review of Quaternary investigations in Greenland; Institute of Polar Studies, Ohio State University Research Foundation, Report No. 55, 161 p.

Adresses des auteurs

R.L. Christie
Commission géologique du Canada
3303-33rd St. N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

P.R. Dawes
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350, Copenhagen K
Denmark

Imprimé au Canada

Chapitre 4
CADRE TECTONIQUE

Introduction

Bouclier canadien

Plate-forme de l'Arctique

Province tectonique innuitienne

Références

Chapitre 4

CADRE TECTONIQUE

H.P. Trettin

INTRODUCTION

Le présent chapitre décrit sommairement les principales entités géologiques majeures de l'archipel arctique et du Groenland septentrional, relate les événements tectoniques qui ont pu s'y dérouler et définit la terminologie en usage. Les références renvoient pour la plupart à des observations historiques et à des définitions originales; d'autres références et de plus amples détails seront fournis dans les chapitres ultérieurs.

Les fondements du cadre tectonique actuel ont été posés par Schuchert (1923), auteur de la première synthèse de la géologie nord-américaine qui englobe l'Arctique (fig. 4-1). Les résultats des campagnes d'exploration vigoureuses qui ont eu lieu dans l'archipel arctique canadien dans les années 50 et au début des années 60 ont été colligés par Fortier (1954), Fortier (1957) et Douglas et al. (1963), de même que par Thorsteinsson et Tozer (1960, 1970) dont les «provinces géologiques» (fig. 4-2) ont servi de toile de fond à toutes les synthèses subséquentes. Parmi les compilations dont a fait l'objet la région considérée ici, figurent au premier plan celles de Trettin et al. (1972), Drummond (1973, 1974), Stuart Smith et Wennekers (1977), Trettin et Balkwill (1979) et Kerr (1981). Des synthèses de la géologie du Groenland septentrional ont été réalisées par Koch (1925, 1935, 1961), Dawes (1971, 1976), Dawes et Soper (1973) et Dawes et Peel (1981).

Les principales divisions du cadre tectonique actuel sont le Bouclier canadien, la Plate-forme de l'Arctique et la Province tectonique innuitienne.

BOUCLIER CANADIEN

Le Bouclier canadien confine à la partie sud-est de la Plate-forme de l'Arctique, à l'intérieur de laquelle il forme des saillies et des boutonnières, comme le noyau du soulèvement de Boothia[1], l'arche de Minto, le horst de Melville, ainsi que les hauteurs topographiques de Wellington et de Duke of York, collines exhumées de la surface d'érosion du Protérozoïque supérieur-Cambrien (chapitre 3). Il est constitué d'un socle métamorphique et plutonique recouvert en discordance de successions sédimentaires et volcaniques (chapitre 6). Dans l'extrême nord du Bouclier, le socle métamorphique présente généralement des faciès à amphibolites ou à granulites et représente un groupe de terranes archéens soudés en une série d'orogénies datant du Protérozoïque précoce, ou «Hudsonien» (Hoffman et al., en prép.).

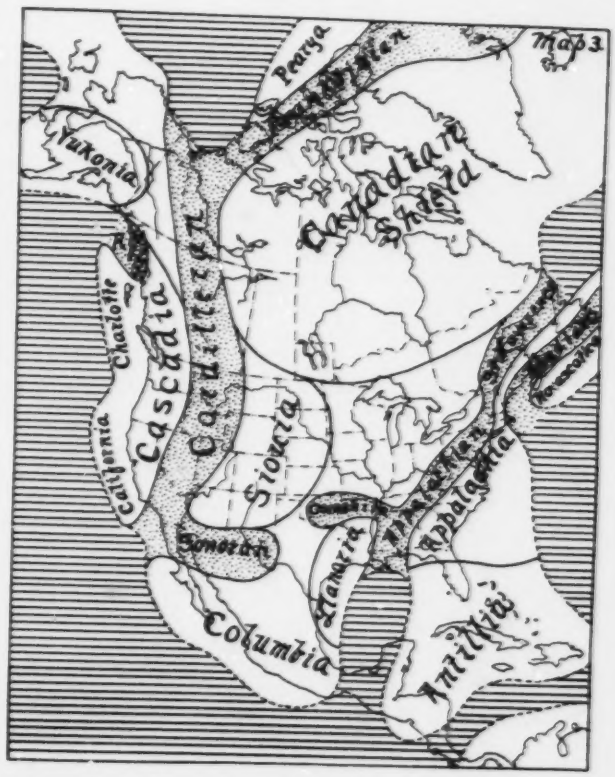


Figure 4-1. Éléments tectoniques d'âge paléozoïque de l'Amérique du Nord, selon Schuchert (1923, fig. 3).

[1] Appliqué à cet élément tectonique majeur, le terme «soulèvement de Boothia» désigne à la fois le socle cristallin et sa couverture sédimentaire déformée (Thorsteinsson et Tozer, 1970); Kerr et Christie (1965) le limitaient au socle. Le terme «zone de plissement de Cornwallis» (Fortier, 1957) est appliqué à la couverture sédimentaire déformée qui s'étend sur toute la longueur du soulèvement (Kerr et Christie, 1965).

Trettin, H.P.
1991: Cadre tectonique; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 4, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

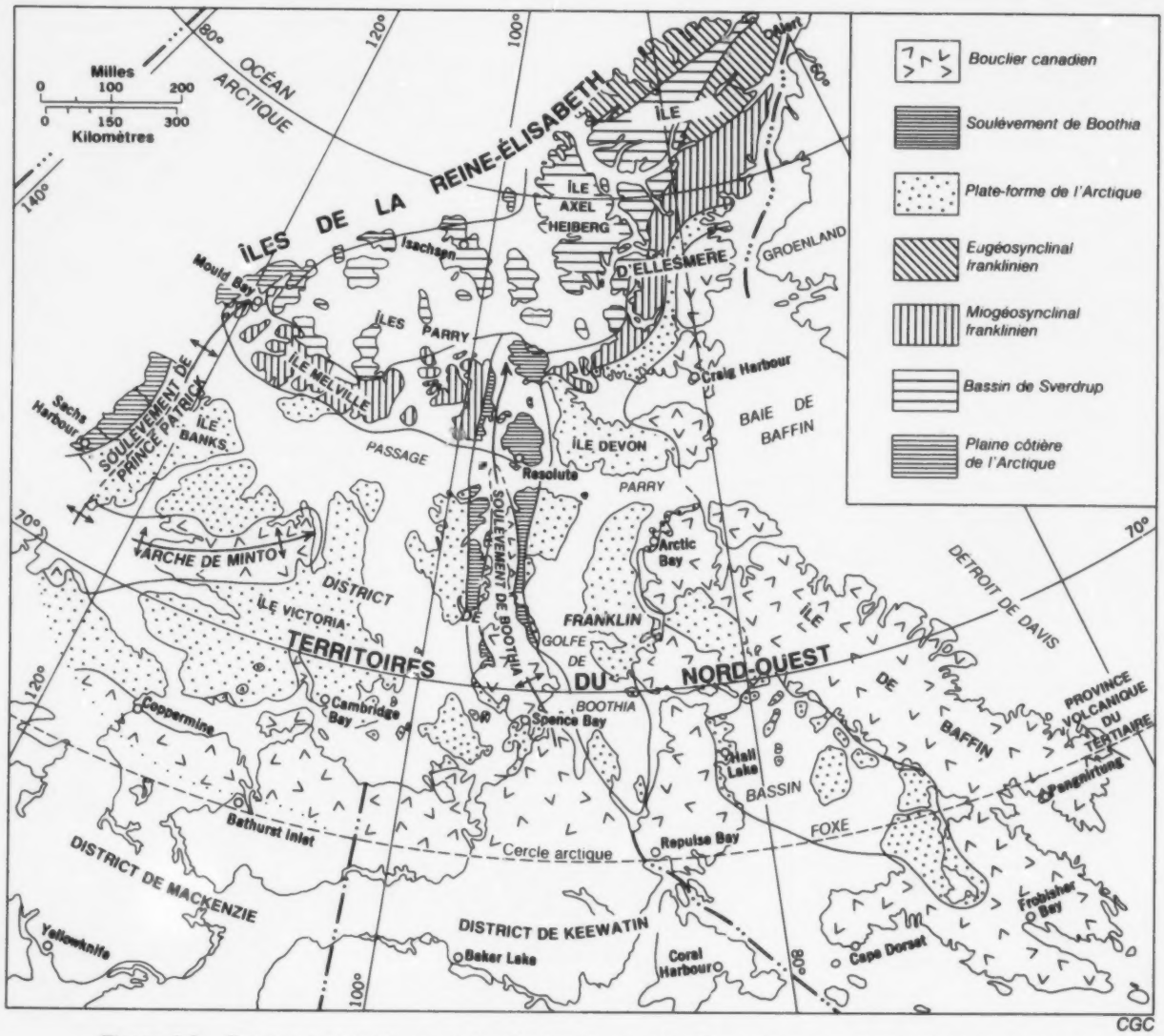


Figure 4-2. Provinces géologiques de l'archipel arctique, selon Thorsteinsson et Tozer (1970, fig. X-1).

Le répartition des plus anciennes unités sédimentaires reposant sur le socle cristallin est sporadique. On y trouve de minces unités clastiques et carbonatées datant présumément du Protérozoïque précoce et moyen dans l'île Victoria, et une unité clastique du Protérozoïque moyen dont la diagenèse des minéraux argileux a donné une date de 1,36 Ga par la méthode du Rb-Sr (Groupe d'Independence Fjord) dans l'extrême nord-est du Groenland.

Une succession légèrement déformée du Protérozoïque moyen et tardif, de 4 à 6 km d'épaisseur, affleure dans une zone discontinue de «bassins» structuraux du Protérozoïque tardif, qui est presque parallèle à la marge sud-est de la zone mobile franklinienne.

La succession comprend une unité inférieure formée de roches clastiques grossières et d'une séquence basaltique dont la présence semble indiquer qu'un stade de distension couvrant une vaste étendue de terrain se serait produit entre il y a 1,2 et 1,3 Ga, et une unité supérieure de nature surtout épicontinentale qui date vraisemblablement de la fin du Protérozoïque moyen et du Protérozoïque tardif, l'intervalle d'âges ne pouvant être fixé avec certitude en raison des contradictions entre datations paléomagnétiques et micropaléontologiques.

Les strates sédimentaires du Protérozoïque de l'île Victoria sont recouvertes en discordance par une unité basaltique (Formation de Natkusiak), qui a été corrélée avec les vastes essaims de dykes de diabase de Franklin datés à environ 750 Ma (Fahrig et West, 1986), même si elle a produit un âge K-Ar un peu plus récent (635 Ma).

PLATE-FORME DE L'ARCTIQUE

Le nom «Plate-forme de l'Arctique», proposé par Douglas (1970) et Thorsteinsson et Tozer (1970) au sens structural de King (1969), par opposition aux sens sédimentologiques qu'on lui a donnés plus récemment (par ex. Read, 1982), désigne des successions phanérozoïques du nord du continent qui n'ont pas subi de plissement ni de chevauchement à l'échelle régionale. La frontière commune avec la Plate-forme de l'intérieur au sud et au sud-ouest de l'île Victoria est arbitraire.

Les roches sédimentaires de la Plate-forme de l'Arctique sont divisées en deux grandes unités stratigraphiques: une succession du Paléozoïque inférieur-moyen et une succession du Mésozoïque-Paléogène. Les affleurements de la première succession (chapitres 7 et 8B) témoignent de l'existence antérieure d'une couverture continue dont l'âge s'étend du Cambrien précoce au Dévonien tardif au nord, et de l'Ordovicien moyen au Silurien précoce au sud; cette séquence devient de moins en moins épaisse à mesure que l'intervalle d'âge se rapproche du présent. Cette succession est surtout d'origine épicontinentale, mais elle renferme également des unités non marines de même que des unités d'eau profonde du Silurien qui sont transgressives sur la plate-forme continentale dans le Groenland septentrional. Cette séquence de couverture est conservée dans des bassins structuraux postérieurs à la sédimentation (Christie, 1972) dont l'âge et l'origine sont apparentés aux reliefs circonvoisins du Précambrien. La stratigraphie indique que le soulèvement de Boothia a été une région positive au Silurien tardif et au Dévonien précoce. L'arche de Minto est flanquée au nord-ouest par une structure monoclinale à pendage nord-ouest, dont les strates s'échelonnent du Cambrien inférieur au Dévonien supérieur (Famennien) et qui est tronquée au nord-ouest par des unités du Jurassique moyen et plus récentes; cette arche s'est donc développée à un moment quelconque entre la toute fin du Dévonien et le Jurassique moyen (Thorsteinsson et Tozer, 1962; Miall, 1979). Le horst de Melville est flanqué à l'est comme à l'ouest par des strates du Paléozoïque inférieur; il est limité à l'est par des failles normales qui datent présumément du Crétacé-Paléogène, tandis qu'à l'ouest, le contact est masqué. Les hauteurs de Wellington et de Duke of York, dans l'île Victoria, semblent être des éminences paléotopographiques du Cambrien précoce ou plus anciennes. Au nord-ouest et au nord, les dépôts du Paléozoïque inférieur de la Plate-forme de l'Arctique sont contigus aux strates plissées de la plate-forme continentale franklinienne. Les strates adjacentes aux roches cristallines précambriennes soulevées dans le sud-est de l'île d'Ellesmere, dans l'est de l'île Devon et dans l'île Bylot forment une structure monoclinale arquée dont le pendage varie du nord-ouest au sud-ouest.

La plus vaste des zones d'affleurement des strates mésozoïques et tertiaires (chapitres 14 et 15) se trouve sur l'île Banks (bassin Banks), où sont conservées des strates du Jurassique au Paléogène. Des sédiments crétacés et paléogènes affleurent dans la fosse d'Eclipse de l'île Bylot et dans le nord-est de l'île de Baffin. Deux bassins du détroit de Lancaster, dont l'existence n'est connue que grâce aux levés sismiques, renferment des sédiments dont l'âge probable se situe entre le Mésozoïque et le Cénozoïque.

PROVINCE TECTONIQUE INNUITIENNE

Le terme «Innuitian Orogenic System» (littéralement «système orogénique innuitien») a été introduit par Fortier et al. (1954) pour désigner l'assemblage complexe de structures montagneuses qui, partant de la mer de Beaufort, traverse les îles de la Princesse-Élisabeth et se prolonge dans le Groenland septentrional. L'adjectif «Innuitian» (comme son équivalent français «innuitien») est dérivé du nom «**innuit**», qui s'écrit maintenant avec un seul «n» et qui signifie «hommes»; c'est ainsi que s'appelaient entre eux les «Eskimo» (mot amérindien qui était péjoratif à l'origine et qui n'a presque plus cours aujourd'hui). Depuis Douglas (1970), on dit tout simplement «orogène innuitien».

La Province tectonique innuitienne (ou, plus simplement, Province innuitienne) englobe dans son appellation toute l'histoire géologique de l'orogène, y compris les épisodes de subsidence et de sédimentation (voir Price et Douglas, 1972; Trettin et al., 1972). Elle se caractérise par sa localisation sur la marge septentrionale du craton nord-américain, et par des dépôts et des éléments structuraux dont les directions générales oscillent entre le sud-ouest et l'ouest. Au sud-est et au sud, sa limite coïncide avec le début de la zone de plissement ou de chevauchement du Phanérozoïque, tandis qu'au nord-ouest, elle correspond à la frontière entre la croûte continentale et la croûte océanique du Mésozoïque-Tertiaire. Cette province tectonique renferme quatre séquences stratigraphiques principales, nommées en fonction du cadre tectonique de leur mise en place: 1) une séquence masquée de la partie supérieure du Protérozoïque moyen et du Protérozoïque supérieur, connue uniquement par des équivalents péricratoniques de la partie située le plus au nord du Bouclier canadien (voir ci-dessus et chapitre 6); 2) la séquence de la zone mobile franklinienne, qui correspond à la partie supérieure du Protérozoïque et s'étend jusqu'au Dévonien supérieur; 3) les séquences carbonifères à néogènes du bassin de Sverdrup et d'une partie du bassin de la mer de Wandel; et 4) le prisme de sédiments continentaux de l'Arctique, qui s'étend du Crétacé inférieur à l'Holocène. La sédimentation de la zone mobile franklinienne a été interrompue par l'orogenèse ellesmérienne, et celle du bassin de Sverdrup, par l'orogenèse eurékienne.

Les deux termes «orogène innuitien» et «Province tectonique innuitienne» ont des connotations différentes quant aux âges. L'orogène innuitien ne comprend pas le prisme de sédiments continentaux de l'Arctique, unité non déformée qui s'étend du Crétacé à l'Holocène, mais il englobe toute la succession précambrienne sous-terraine, y compris le socle cristallin. La Province tectonique innuitienne, pour sa part, s'échelonne de la fin du Protérozoïque moyen à l'Holocène. Le premier terme s'emploie de préférence sur les cartes thématiques régionales, le second dans les discussions sur l'histoire géologique.

Zone mobile franklinienne

Évolution de la notion de géosynclinal

Avancée au XIX^{e} siècle par J. Hall et J.D. Dana à propos de la séquence sédimentaire de la région des Appalaches, la notion de géosynclinal a été appliquée pour la première fois à l'ensemble du continent par Schuchert (1923), qui a reconnu quatre types principaux d'éléments tectoniques du Paléozoïque (fig. 4-1). Ainsi, le Bouclier canadien, au

centre du continent, était bordé au sud-est par une région «neutre» formée de séquences sédimentaires peu épaisses et non déformées. Autour de ces deux éléments, se profilaient des géosynclinaux et des rentrants caractérisés par des successions sédimentaires relativement épaisses et déformées. Parmi eux, il y avait au nord le géosynclinal franklinien, qui se confondait au géosynclinal de la Cordillère à l'est du delta du Mackenzie. Les géosynclinaux étaient bordés, côté mer, par des roches cristallines que l'on supposait alors d'âge précambrien (archéen) et contiguës au Bouclier canadien sous les géosynclinaux. L'existence de la bordure cristalline de la Pearya du côté nord-ouest du géosynclinal franklinien a été déduite à partir de la présence de roches métamorphiques d'âge présumément précambrien dans l'extrême nord de l'île d'Ellesmere, que Feilden et de Rance (1878) ont été les premiers à cartographier. Schuchert a conclu que les sédiments clastiques du géosynclinal franklinien étaient dérivés de la Pearya, parce qu'ils semblaient prendre une texture plus grossière et s'épaissir en direction du nord. Pour expliquer l'abondance des sédiments dans le géosynclinal, il a étendu l'aire de la Pearya vers le nord jusque dans le domaine marin actuel, et vers le sud-ouest jusqu'à l'île Prince Patrick, dont on ne connaissait pas la géologie à cette époque.

Thorsteinsson et Tozer (1957, 1960) ont établi que la sédimentation du géosynclinal franklinien a cessé suite à une déformation survenue à la toute fin du Dévonien et au Carbonifère précoce, déformation à laquelle ils ont donné le nom d'«orogenèse ellesmérienne» (1970). Comme Kay l'avait fait en 1951 pour les géosynclinaux des Appalaches et de la Cordillère, ils ont subdivisé le géosynclinal franklinien en un miogéosynclinal et un eugéosynclinal, ce dernier comprenant la bordure de la Pearya, qui n'était plus reconnue comme une entité distincte. Les données paléontologiques recueillies dans les Appalaches avaient démontré qu'au moins quelques-uns des terranes cristallins jadis interprétés comme des bordures de géosynclinal du Précambrien étaient en fait des zones métamorphiques du Paléozoïque précoce.

Modifications apportées à la notion de géosynclinal

Les travaux sur le terrain exécutés dans les régions du Nord, l'avènement de nouvelles méthodes de datation et les progrès accomplis entre l'apparition de la notion de géosynclinal et la naissance de la théorie de la tectonique des plaques ont surtout imposé une révision du concept de l'eugéosynclinal. La Pearya, cette bordure cristalline définie par Schuchert, est maintenant considérée comme un lambeau de terrain continental allochtone portant une suture qui date du milieu de l'Ordovicien (Trettin, 1987). La région située entre la Pearya et le miogéosynclinal tel que défini initialement est maintenant interprétée comme un vestige de bassin d'eau profonde, qui pourrait comporter dans sa partie nord des unités allochtones. Au terme «géosynclinal» on a substitué l'expression «zone mobile» (mobile belt), pour tenir compte de la présence d'éléments suspects et exotiques (Trettin, 1987). La notion de miogéosynclinal est demeurée essentiellement intacte, mais on parle désormais de «province de la plate-forme continentale» (shelf province) ou de plate-forme continentale franklinienne (Franklinian Shelf), pour se conformer à la nouvelle nomenclature.

Le terme «bassin franklinien» (Franklinian Basin), proposé par Stuart Smith et Wennekers (1979) en remplacement de «géosynclinal franklinien», a été adopté par la plupart des auteurs (c'est le cas dans le chapitre 7). Il s'applique à presque toute la zone mobile, mais ne devrait pas servir à désigner le terrane de Pearya.

La base de la zone mobile franklinienne n'affleure nulle part, et l'événement qui en est à l'origine n'a pas encore été défini. Il est proposé ici de faire correspondre cet événement à un stade de distension du Protérozoïque tardif (0,75 Ga?) représenté par l'unité volcanique de Natkusiak dans l'île Victoria et par les vastes essaims de dykes de diabase de Franklin.

Séquences paléozoïques et provinces sédimentaires

La succession stratigraphique de la zone mobile franklinienne devient cohérente au miiieu du Cambrien précoce. Les successions du Cambrien inférieur au Silurien supérieur ou au Dévonien inférieur se sont accumulées dans deux provinces majeures, à savoir une plate-forme au sud ou au sud-est et un bassin d'eau profonde au nord (chapitres 7 et 8).

La **province de la plate-forme continentale** (plate-forme continentale franklinienne) comprend toutes les strates mises en place entre le Cambrien précoce (ou une période antérieure) et le Dévonien précoce et situées entre le talus du bassin d'eau profonde et la limite des zones touchées par des plissements ou chevauchements au Paléozoïque moyen. La limite nord-ouest ou nord de la plate-forme a régressé vers le craton en plusieurs étapes majeures, mais elle a connu une période de stabilité relative du Cambrien moyen à la fin de l'Ordovicien moyen. Cette limite nord-ouest ou nord de la plate-forme, qui a également son importance du point de vue structural, sert de ligne de démarcation entre la plate-forme et le bassin d'eau profonde sur les cartes généralisées, comme celle de la figure 4-3. On se souvient que la limite sud-est ou sud de la plate-forme n'est pas une limite stratigraphique; il s'agit d'une frontière structurale, et c'est pourquoi la plate-forme franklinienne et la Plate-forme de l'Arctique sont traitées ensemble dans les chapitres où il est question évolution séquentielle.

La stratigraphie de la province de la plate-forme est dominée par des sédiments carbonatés, mais elle renferme également des sédiments clastiques d'origine cratonique et des évaporites. La séquence sédimentaire devient plus épaisse à la limite de la plate-forme, où elle atteint plus de 9 km d'épaisseur. Les mouvements positifs du soulèvement de Boothia entre le Silurien tardif et le Dévonien précoce, et ceux du soulèvement d'Inglefield au cours du Dévonien précoce ont produit des discordances angulaires et des sédiments clastiques.

Le **bassin d'eau profonde**, où prédominent des écoulements gravitaires de sédiments, des mudstones graptolitiques et des radiolarites, peut être divisé en deux parties. La partie sud-est du bassin, qui affleure du nord-est du Groenland au nord-ouest de l'île Melville, est comblée de sédiments dont l'âge s'étend du Cambrien précoce au Dévonien précoce (sous-province sédimentaire). Ces strates sont contiguës, en raison de changements de faciès, aux sédiments de plate-forme (épicontinentaux), et ne constituent donc pas un terrane allochtone.

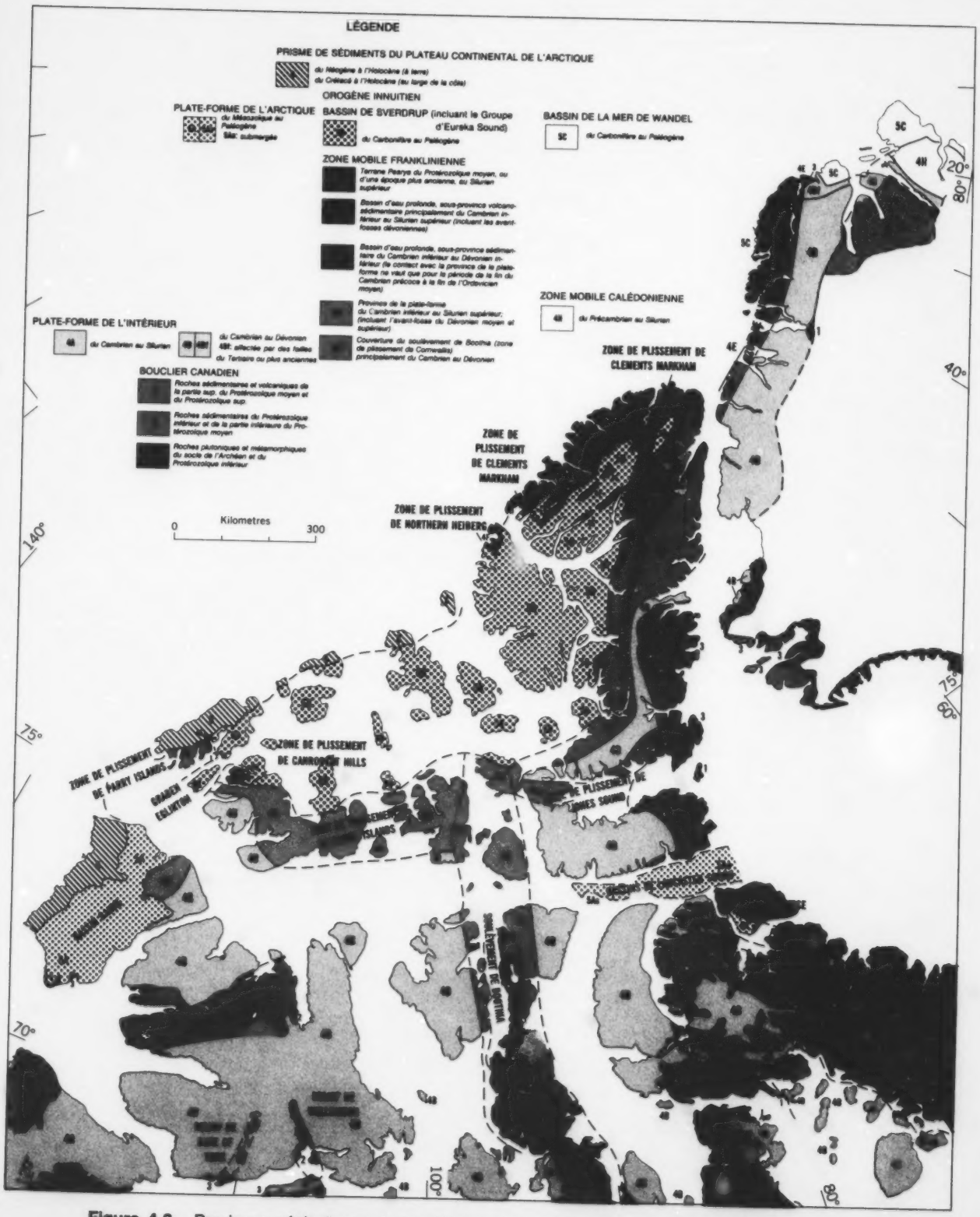


Figure 4-3. Provinces géologiques de l'archipel arctique et du Groenland septentrional. (Les noms géographiques sont donnés à la figure4-1, en pochette.)

La partie nord-ouest, qui affleure uniquement dans le nord des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg, renferme des roches volcaniques de type arc insulaire et des roches carbonatées de mer peu profonde, en plus des sédiments d'eau profonde qui s'échelonnent du Cambrien précoce au début du Silurien tardif, lesquels dominent la succession (sous-province sédimento-volcanique). Certaines unités de cette seconde zone ressemblent à des unités de la sous-province sédimentaire et sont probablement apparentées à la province de la plate-forme continentale; d'autres pourraient être allochtones.

Sur les strates de la plate-forme franklinienne repose en concordance un prisme de sédiments clastiques qui s'est accumulé dans un **bassin d'avant-pays** syntectonique (chapitre 10). L'âge des dépôts conservés s'échelonne du début du Dévonien moyen à la toute fin du Dévonien (de l'Eifélien au Famennien) et leur épaisseur atteint 5 km; il a été inféré que l'érosion a enlevé entre 3 et 6 km de sédiments clastiques (chapitre 10) couvrant la période de la toute fin du Dévonien au Carbonifère précoce (intervalle Famennien-Tournaisien). Les sédiments sont essentiellement d'origine épicontinentale et non marine, mais ils renferment aussi dans la partie ouest des turbidites et des dépôts de talus continental du début du Dévonien moyen (Eifélien). Il s'est accumulé dans le bassin des sédiments provenant du secteur nord de la zone mobile franklinienne, des Calédonides et du Bouclier canadien.

La sous-province sédimento-volcanique du bassin d'eau profonde est recouverte en discordance par des successions carbonatées et clastiques du Silurien supérieur et du Dévonien (chapitre 8C) et par quelques affleurements de sédiments clastiques du Dévonien moyen (?) et supérieur (chapitre 10).

Le terrane de Pearya

La Pearya, terrane situé au nord du bassin d'eau profonde dans l'île d'Ellesmere, peut être divisée en quatre successions principales (chapitre 9). La succession I comprend des roches sédimentaires et peut-être volcaniques, déformées, métamorphisées et traversées par des plutons granitiques entre 1 et 1,1 Ga. La succession II, qui s'échelonne du Protérozoïque tardif (?) au tout début de l'Ordovicien, est constituée essentiellement de sédiments de plate-forme (ou de miogéosynclinal) tels que roches carbonatées, quartzites et mudstones, avec une petite quantité de roches volcaniques, de diamictites et de chert. La succession III (de l'Ordovicien précoce à moyen ?) renferme des roches volcaniques de type arc insulaire et peut-être aussi de fond océanique, du chert, des mudstones et des roches carbonatées; elle est associée à des écailles de complexes ultramafiques et mafiques, qui sont peut-être des ophiolites démembrées. Le contact faillé de la succession III et des complexes ultramafiques et mafiques avec la succession II est recouvert en discordance par la succession IV, constituée de 7 à 8 km de roches volcaniques et sédimentaires dont l'âge s'échelonne de la fin de l'Ordovicien moyen (Caradocien précoce) au Silurien tardif. La discordance angulaire à la base de cette succession représente l'orogenèse de M'Clintock, collision accompagnée de métamorphisme et de plutonisme granitique qui s'est produite au début de l'Ordovicien moyen.

La Pearya s'apparente à la zone mobile appalachienne-calédonienne par l'âge de son socle cristallin (Grenvillien), par l'âge de ses complexes ultramafiques et mafiques (Ordovicien précoce) et aussi par la mise en évidence d'une orogenèse datant du début de l'Ordovicien moyen dont l'âge et le style s'apparentent à ceux de l'orogenèse taconique. La plate-forme franklinienne, par contre, repose sur un socle du Protérozoïque inférieur-Archéen et la plate-forme, tout comme le bassin d'eau profonde, n'a pas subi de déformation au cours de l'Ordovicien. Dans l'extrême nord-est du Groenland, une discordance datant de l'Ordovicien précoce pourrait représenter la formation d'un «bourrelet périphérique» suite à une collision qui aurait eu lieu dans la zone mobile calédonienne (chapitre 7).

Impulsions orogéniques au Silurien tardif-Carbonifère précoce

Du Silurien tardif au Dévonien moyen, la zone mobile franklinienne a été affectée par une déformation intermittente d'étendue limitée, qui a été suivie d'un important mouvement de compression à la toute fin du Dévonien et au Carbonifère précoce. Il s'agissait de l'orogenèse ellesmérienne, dans son sens le plus étroit; mais ce terme a aussi été utilisé dans un sens plus large pour désigner les mouvements à l'origine du prisme de sédiments clastiques du Dévonien moyen et supérieur (Thorsteinsson et Tozer, 1970; chapitres 11 et 12).

Les données stratigraphiques et structurales semblent indiquer qu'un décrochement senestre a causé le déplacement du terrane de Pearya, sous forme de trois écailles ou plus, avant son accrétion au bassin d'eau profonde au Silurien tardif-Dévonien inférieur. Une fois arrêtée et bien ancrée dans sa position actuelle, la Pearya semble avoir subi une déformation intense, et notamment une flexure horizontale. Le décrochement senestre a probablement affecté la sous-province sédimento-volcanique du bassin d'eau profonde dans l'île d'Ellesmere (zone de plissement de Clements Markham) et peut-être aussi des parties adjacentes de la sous-province sédimentaire (zone de plissement de Hazen). Dans l'île Axel Heiberg, la sous-province sédimento-volcanique a été déformée, entre le Silurien tardif et le Dévonien précoce, par des mouvements de compression (zone de plissement de Northern Heiberg) responsables de la direction nord-ouest, des éléments structuraux, mouvements qui pourraient avoir été en outre causés par une collision avec le secteur nord-ouest de l'île d'Ellesmere. Ces mouvements ont été accompagnés ou suivis par la mise en place de plutons granitiques dérivés du socle, dont un a donné un âge de 390 ± 10 Ma (Emsien) par la méthode U-Pb.

Des mouvements positifs ont agi sur le soulèvement de Boothia du Silurien tardif au Dévonien précoce, et sur le soulèvement d'Inglefield au Dévonien précoce; ils sont probablement attribuables à la formation de failles inverses, et non pas, comme on le croyait déjà, à un soulèvement vertical contrôlé par le manteau. Ces mouvements ont été confinés aux zones du socle présentant des directions structurales nord et ont manifestement pour origine une compression est-ouest s'étant exercée sur de grandes distances.

Les relations stratigraphiques et sédimentologiques mettent en évidence l'existence d'un soulèvement au Givétien (?)-Frasnien dans le secteur nord de la zone de plissement de Hazen. S'il a été causé par une reprise du déplacement senestre, cela expliquerait également un se-

cond épisode de compression qui a affecté le nord de la zone de plissement de Northern Heiberg quelque part entre le milieu du Dévonien précoce et la fin du Carbonifère précoce (Viséen).

L'épisode de compression datant de la toute fin du Dévonien au Carbonifère précoce (l'orogenèse ellesmérienne *sensu stricto*) a eu ses effets les plus marqués dans les régions qui n'avaient pas été touchées par les mouvements précédents, c'est-à-dire dans le sud-ouest du bassin d'eau profonde (partie nord-ouest de la zone de plissement de North Greenland, partie sud-ouest de la zone de plissement de Hazen et zone de plissement de Canrobert Hills) et dans les parties de la plate-forme franklinienne situées au nord-est et à l'ouest du soulèvement de Boothia (partie sud-ouest de la zone de plissement de North Greenland, zone de plissement de Central Ellesmere, zone de plissement de Jones Sound et zone de plissement de Parry Islands).

Le métamorphisme régional se limite à certaines parties du nord de l'île d'Ellesmere et du Groenland septentrional, où il s'élève jusqu'au faciès des amphibolites. On le situe provisoirement entre le Silurien tardif et la toute fin du Dévonien.

La cause des mouvements s'étant produits entre le Dévonien tardif et le Carbonifère précoce est problématique. La possibilité qu'ils aient été entièrement causés par un décrochement peut probablement être écartée, en raison de la largeur considérable et du caractère sinueux de la zone déformée. Si une collision est à l'origine de l'orogenèse, la suture correspondante doit être cachée quelque part dans la zone marine actuelle.

Bassin de Sverdrup

Le concept du bassin de Sverdrup a été formulé en 1960 par Thorsteinsson et Tozer et n'a pas changé depuis. Ce bassin, qui recouvre en discordance angulaire le centre et le nord-ouest de la zone mobile franklinienne, s'étend sur environ 1 300 km dans une direction NE-SW et atteint 400 km de largeur. La profondeur du manteau varie de 37 à 41 km dans la région axiale du bassin, comparativement à 48 km sous le Bouclier canadien et sous la bordure de Sverdrup, genre de horst qui limite le bassin proprement dit au nord-ouest (chapitre 5B). La région axiale renferme jusqu'à 3 km de strates du Paléozoïque supérieur, jusqu'à 9 km de strates mésozoïques et, par endroits, plus de 3 km de sédiments clastiques syntectoniques datant de la toute fin du Crétacé et du Tertiaire.

Les dépôts du Paléozoïque supérieur (chapitre 13) comprennent essentiellement des roches carbonatées, des évaporites et des sédiments clastiques; ceux du Mésozoïque et du Tertiaire (chapitres 14 et 15) sont constitués de sédiments clastiques, sauf que le Trias moyen est aussi représenté par des roches carbonatées impures. L'absence de sédiments carbonatés et d'évaporites à partir du Mésozoïque est due à une dérive du bassin vers le nord mis en évidence par des études paléomagnétiques. Les sédiments clastiques proviennent essentiellement du sud et de l'est, et dans une moindre mesure du versant nord-ouest du bassin. De nombreuses discordances viennent rompre la continuité stratigraphique. Quelques-unes, comme une discordance marquée à la base des dépôts épicontinentaux du Trias, sont attribuables à un abaissement eustatique du niveau marin, d'autres à un soulèvement local ou régional.

Le volcanisme et l'intrusion hypabyssale ont été restreints au secteur nord du bassin durant le Carbonifère et le Permien, mais leur action a été plus étendue au Crétacé. Les roches ont une composition essentiellement mafique et souvent tholéiitique, mais elles comportent également des basaltes alcalins et des séries bimodales de roches felsiques dérivées du socle.

L'histoire tectonique du bassin (chapitres 13 et 14) peut être divisée en plusieurs phases, qui se recouvrent partiellement: 1) une phase initiale de distension ou «rifting» (de la fin du Carbonifère précoce au Permien précoce), accompagnée par endroits d'une phase de déformation (déformation melvillienne); 2) subsidence thermique (du Permien tardif au tout début du Crétacé); 3) reprise du stade de distension à la marge continentale actuelle (du Jurassique moyen au Crétacé précoce au moins); 4) subsidence thermique (Crétacé tardif); et 5) déformation et sédimentation syntectonique (de la toute fin du Crétacé au début de l'Oligocène; voir ci-dessous). Le second stade de distension, soit celui couvrant le Jurassique au Crétacé inférieur, a été suivi d'un épisode d'expansion des fonds océaniques dans le bassin amérasien (voir Grantz et al., sous presse). Un écoulement plastique des évaporites carbonifères, causé par surcharge, extension ou compression différentielle, s'est produit pendant la majeure partie de l'intervalle Trias-Néogène.

Bassin de la mer de Wandel

Baptisé par Dawes et Soper (1973), ce bassin repose en discordance angulaire sur une partie de la zone mobile franklinienne, la Plate-forme de l'Arctique et les Calédonides. Des strates du Carbonifère inférieur au Paléogène se sont accumulées sur plus de 7 km d'épaisseur dans divers sous-bassins formés dans des milieux de rift et de décrochements (Hakansson et Stemmerik, 1983, et communication personnelle, janvier 1988). Sur des sédiments clastiques grossiers qui ???? du début du Carbonifère tardif reposent des sédiments carbonatés et clastiques du Carbonifère et du Permien ainsi que de petites quantités d'évaporites. La succession mésozoïque à paléogène est surtout constituée de sédiments clastiques, mais il existe dans l'extrême nord du Groenland une puissante unité de roche volcanique hyperalcaline (Groupe de Kap Washington) qui date de la toute fin du Crétacé et peut-être du Paléocène (chapitre 16). Le bassin de la mer de Wandel présente des affinités avec le bassin de Sverdrup, mais il s'apparente plutôt au bassin de Svalbard et à la région de l'Atlantique-Nord, et c'est pourquoi il n'en sera pas davantage question dans le présent volume.

Sédimentation de la toute fin du Crétacé au Paléogène et déformation au Tertiaire

Entre le Campanien tardif et l'Éocène tardif ou l'Oligocène précoce, il s'est accumulé dans certaines parties de l'orogène innuitien et de la Plate-forme de l'Arctique une succession complexe de grès, mudstones, conglomérats et charbon d'origine épicontinentale et non marine, qui atteint par endroits plus de 3 km d'épaisseur (Groupe d'Eureka Sound; chapitre 15). Une phase de déformation par compression, connue sous le nom d'orogenèse eurékienne (Thorsteinsson

et Tozer, 1970) a affecté le nord de l'archipel à partir du milieu de l'Éocène ou même plus tôt (la toute fin du Crétacé ou le Paléocène) jusqu'au début de l'Oligocène (?) (chapitre 17). Elle a débuté par la formation d'arches et de soulèvements contrôlés par des failles à l'intérieur du bassin de Sverdrup, avec apport de sédiments dans les bassins adjacents, et s'est terminée par des épisodes de chevauchement et de plissement importants.

Dans l'extrême nord-est du Groenland (chapitre 16), la période du Crétacé tardif au Paléocène précoce a été marquée par un régime de déformation par extension, à l'origine d'une intrusion d'essaims de dykes alcalins et de l'extrusion de plus de 3 km de roches volcaniques hyperalcalines, phénomènes auquels ont succédé des chevauchements un peu avant 35 Ma (Oligocène précoce).

L'orogenèse eurékienne a coïncidé avec les phases terminales du développement du bassin du Labrador (région de la mer du Labrador et de la baie de Baffin), durant lesquelles un stade de distension au Crétacé précoce a été suivi d'un épisode d'expansion des fonds océaniques du Crétacé moyen à l'Oligocène précoce. Ces mouvements d'extension ont imprimé au continent groenlandais une rotation senestrorsum et un mouvement de translation vers le nord-est, qui à leur tour ont entraîné une compression interne des plaques dans les parties de l'orogène innuitien non protégées par le socle précambrien. Le développement de la baie de Baffin a sans doute été accompagné de la formation de grabens dans les régions circonvoisines.

Aux mouvements horizontaux du début du Tertiaire ont succédé, du milieu jusqu'à la fin du Tertiaire, des mouvements verticaux qui, combinés à l'érosion, ont conféré à la région sa physiographie actuelle (chapitre 18). Un soulèvement thermique (?) s'est produit dans les terranes cristallins du Précambrien autour du bassin du Labrador, et un soulèvement isostatique a agi sur les principales régions des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg antérieurement affectées par la compression eurékienne laquelle a causé l'épaississement de la croûte.

Prisme de sédiments continentaux de l'Arctique

Forgé par Fortier (1957), le terme «Arctic Coastal Plain» (littéralement plaine côtière de l'Arctique) a été employé par Thorsteinsson et Tozer (1960, 1970) pour désigner une étroite bande de terrain sur la marge nord-ouest de l'archipel arctique où des sédiments peu déformés du Néogène à l'Holocène et disposés en strates légèrement inclinées vers l'océan Arctique, reposent en discordance angulaire sur des strates du Mésozoïque et du Paléogène (chapitre 2, «Plaine côtière des îles de l'Arctique», et chapitre 15). La Formation de Beaufort, du Néogène, est constituée essentiellement de sédiments fluviatiles, mais elle renferme aussi des strates marines du Pliocène. Les dépôts sédimentaires sur la terre ferme représentent la mince bordure du prisme de sédiments continentaux de l'Arctique (Balkwill dans Trettin et Balkwill, 1979), qui, dans sa partie marine, remonte au Crétacé et comporte des équivalents distaux du Groupe d'Eureka Sound.

RÉFÉRENCES

Christie, R.L.
1972: Central Stable Region; in The Canadian Arctic Islands and the Mackenzie Region, XXIV International Geological Congress, Guidebook Excursion A-66, D.J. Glass (ed.), p. 40-87.

Dawes, P.R.
1971: The North Greenland fold belt and environs; Bulletin of the Geological Society of Denmark, v. 20, p. 197-239.
1976: Precambrian to Tertiary of northern Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt, (ed.); The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 248-303.

Dawes, P.R. and Peel, J.S.
1981: The northern margin of Greenland from Baffin Bay to the Greenland Sea; in The Ocean Basins and Margins, v. 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (ed.); Plenum Press, New York and London, p. 201-264.

Dawes, P.R. and Soper, N.J.
1973: Pre-Quaternary history of Greenland; in Arctic Geology, M.G. Pitcher (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 117-134.

Douglas, R.J.W.*
1970: Introduction; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 2-8.

Douglas, R.J.W., Norris, D.K., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1963: Geology and petroleum potentialities of northern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 63-31.

Drummond, K.J.
1973: Canadian Arctic Islands; in Future Petroleum Provinces of Canada — their Geology and Potential, R.G. McCrossan (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 442-472.
1974: Paleozoic margin of North America; in The Geology of Continental Margins, C.A. Burk and C.L. Drake (ed.); Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p.797-810.

Fahrig, W.F. and West, T.D.
1986: Diabase dyke swarms of the Canadian Shield; Geological Survey of Canada, Map 1627A.

Feilden, H.E. and de Rance, C.E.
1878: Geology of the coasts of the Arctic lands visited by the late British expedition under Captain Sir George Nares, R.N., K.C.B., F.R.S.; The Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 34, p. 556-567.

Fortier, Y.O.*
1957: The Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, C.H. Stockwell (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Series no. 1 (fourth edition), p. 393-442.

Fortier, Y.O., McNair, A.H., and Thorsteinsson, R.
1954: Geology and petroleum possibilities in Canadian Arctic Islands; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 38, p. 2075-2109.

Grantz, A., Johnson, L., and Sweeney, J.F. (ed.)
in press: The Arctic Ocean Region; Geological Society of America, The Geology of North America, v. L.

Håkansson, E. and Stemmerik, L.
1983: Wandel Sea Basin — the North Greenland equivalent to Svalbard and the Barents Shelf; in Petroleum Geology of the North European Margin, A.M. Spencer et al. (ed.); Norwegian Petroleum Society (Graham and Trotman), Chapter 7, p. 97-107.

Hoffman, P.F., Card, K.D., and Davidson, A. (ed.)*
in prep.: Precambrian Geology of the Craton in Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, The Geology of Canada, no. 7 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. C-1).

Kay, M.
1951: North American Geosynclines; Geological Society of America, Memoir 48, 143 p.

Kerr, J. W.
1981: Evolution of the Canadian Arctic Islands: a transition between the Atlantic and Arctic Oceans; in The Ocean Basins and Margins, v. 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (ed.), Plenum Press, New York and London, p. 105-199.

Kerr, J.W. and Christie, R.L.
1965: Tectonic history of Boothia Uplift and Cornwallis Fold Belt, Arctic Canada; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 49, p. 905-926.

King, P.B.
1969: The tectonics of North America — a discussion to accompany the Tectonic Map of North America, scale 1:5 000 000; United States Geological Survey, Professional Paper 628, 95 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Koch, L.
1925: The geology of north Greenland; American Journal of Science, v. 9, p. 271-286.
1935: Geologie von Grönland; in Geologie der Erde, E. Krenkel (ed.); Gebrüder Borntraeger, Berlin, 158 p.
1961: A summary of the geology of North and East Greenland; in Geology of the Arctic, G.O. Raasch (ed.); University of Toronto Press, v. 1, p. 148-154.

Miall, A.D.
1979: Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: the history of an unstable cratonic margin; Geological Survey of Canada, Memoir 387, 235 p.

Price, R.A. and Douglas, R.J.W. (ed.)
1972: Variations in Tectonic Styles in Canada; Geological Association of Canada, Special Paper 11, 688 p.

Read, J.F.
1982: Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution; Tectonophysics, v. 81, p. 195-212.

Schuchert, C.
1923: Sites and nature of the North American geosynclines; Bulletin of the Geological Society of America, v. 34, p. 151-229.

Stuart Smith, J.H. and Wennekers, J.H.N.
1979: Geology and hydrocarbon discoveries of Canadian Arctic Islands; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 61, p.1-27.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1957: Geological investigations in Ellesmere and Axel Heiberg Islands, 1956; Arctic, v. 10, p. 2-31.
1960: Summary account of structural history of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian time; Geological Survey of Canada, Paper 60-7, 23 p.
1962: Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 330, 85 p.
1970:* Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no.1, p. 547-590.

Trettin, H.P.
1987: Pearya: a composite terrane with Caledonian affinities in northern Ellesmere Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 224-245.

Trettin, H.P. and Balkwill, H.R.
1979: Contributions to the tectonic history of the Innuitian Province, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 748-769.

Trettin, H.P., De Laurier, I., Frisch, T.O., Law, L.K., Niblett, E.R., Sobczak, L.W., Weber, J.R., and Witham, K.
1972: The Innuitian Province; in Variations in Tectonic Styles in Canada, R.A. Price and R.J.W. Douglas (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 83-179.

Adresse de l'auteur

H.P. Trettin
Commission géologique du Canada
3303-33rd St. N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Imprimé au Canada

Chapitre 5
CARACTÉRISTIQUES GÉOPHYSIQUES

A. Champ de la pesanteur — *L.W. Sobczak*

B. Structure de la croûte fondée sur des études sismiques et gravimétriques — *L.W. Sobczak, D.A. Forsyth, A. Overton et I. Asudeh*

C. Sismicité — *D.A. Forsyth, H.S. Hasegawa et R.J. Wetmiller*

D. Champ aéromagnétique — *R.L. Coles*

E. Anomalies de la conductivité — *E.R. Niblett et R.D. Kurtz*

F. Déplacements du pôle nord magnétique — *L.R. Newitt et E.R. Niblett*

G. Flux thermique — *A.M. Jessop*

Références

Chapitre 5

CARACTÉRISTIQUES GÉOPHYSIQUES

A. CHAMP DE LA PESANTEUR

L.W. Sobczak

INTRODUCTION

Les premières mesures gravimétriques dans l'Arctique canadien ont été faites dans l'île Melville en 1819 et 1820 (Sabine, 1821). Les mesures suivantes n'ont eu lieu qu'en 1957 lorsque cinq stations de contrôle gravimétrique ont été mises sur pied par le gouvernement canadien (Bancroft, 1958), et, en 1958, environ 200 observations gravimétriques ont été faites sur le glacier Gilman dans le nord-est de l'île d'Ellesmere (Weber, 1961). Au cours de la même année, dans le cadre de l'Année géophysique internationale, une coupe gravimétrique allant de la baie Clements Markham sur la côte arctique jusqu'au fjord Archer dans le passage Kennedy en passant par le chaînon United States (Weber, 1961) a été réalisée en même temps qu'un levé stadimétrique. En 1958, l'Étude du plateau continental polaire (ÉPCP) a été mise sur pied au sein de l'ancien ministère des Mines et des Levés techniques et s'est vue assigner le mandat de coordonner la plupart des études scientifiques réalisées dans l'Arctique par le gouvernement canadien.

À compter de 1960, sous l'égide de l'ÉPCP, des levés gravimétriques systématiques ont été menés dans l'Arctique par l'Observatoire fédéral (redésigné par la suite Direction de la physique du globe du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources et relevant maintenant de la Commission géologique du Canada), principalement sur les zones relativement planes de la région innuitienne et de la marge continentale adjacente (Sobczak, 1963; Sobczak et al., 1963; Picklyk, 1969; Sobczak et Weber, 1970; Sobczak et Stephens, 1974; Sobczak et Sweeney, 1978). À l'exception de petites zones dans le sud, le centre et le nord de l'île d'Ellesmere, les levés gravimétriques des zones montagneuses des îles Axel Heiberg et d'Ellesmere ont été suspendus jusqu'à ce que des données fiables sur l'altitude puissent être obtenues sans problème durant les levés. Les zones de l'orogène innuitien et de la Plate-forme de l'Arctique ayant fait l'objet de levés sont indiquées sur la carte gravimétrique de la figure 5A-1 (en pochette).

De 1960 à 1968, environ 8800 mesures gravimétriques ont été recueillies sur terre et sur la glace de mer, suivant un quadrillage à mailles d'environ 10 km sur la moitié ouest de la région couvrant environ un million de kilomètres carrés (Sobczak et Weber, 1970). En 1967, près de 450 données gravimétriques ont été recueillies sur terre selon le même quadrillage, sur l'extrémité sud de l'île d'Ellesmere et sur les deux tiers est de l'île Devon (Picklyk, 1969). Entre 1957 et 1967, plus de 700 observations gravimétriques ont été faites à des intervalles variables sur terre, sur des glaciers et sur la glace de mer, dans la partie nord-est de la région (nord-est de l'île d'Ellesmere et Groenland septentrional; Sobczak et Stephens, 1974). L'Institut géodésique du Danemark a réalisé des levés gravimétriques régionaux dans le nord du Groenland, de 1978 à 1980 (Forsberg, 1979, 1981; Weng, 1980), et dans l'est du Groenland, en 1982, pour un total d'environ 600 observations gravimétriques.

Les levés gravimétriques effectués par la Direction de la physique du globe dans la Plate-forme de l'Arctique, au sud des détroits de M'Clure, de Viscount Melville et de Lancaster, sont décrits dans les rapports suivants: 1) îles Somerset et Prince of Wales: Berkhout et Sobczak, 1967; 2) île Southampton, presqu'île Melville, île Prince William et presqu'île de Boothia: Gibb et Halliday, 1975; 3) sud de l'île Victoria et le continent, vers le sud: Hornal et Boyd, 1972; 4) île Banks: Stephens et al., 1972; 5) mer de Beaufort, île Banks et delta du Mackenzie: Sobczak et al., 1973; 6) nord de l'île de Baffin, île Somerset et île Prince of Wales: Berkhout, 1970. D'autres levés ont été réalisés au-dessus de l'île de Baffin en 1962, de l'est et de l'ouest de l'île de Victoria en 1972 et 1975, du golfe Amundsen en 1973, 1974 et 1976 et des parties ouest et est du détroit de Viscount Melville, en 1977 et 1978. Les méthodes de levé utilisées étaient semblables à celles décrites dans les rapports susmentionnés et les données ont été reportées sur la carte gravimétrique du Canada (Direction de la physique du globe, 1980). Par la suite, D.Halliday de la DPG a terminé les levés gravimétriques du nord et du sud du détroit de M'Clintock, en 1980 et 1981, du détroit de Prince of Wales entre les îles Banks et Victoria, en 1982, et du nord de l'inlet Prince Regent entre les îles Somerset et de Baffin, en 1984.

ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES

Les anomalies gravimétriques, les anomalies de Bouguer sur terre et les anomalies à l'air libre sur mer, sont indiquées à la figure 5A-1 (en pochette). Ces anomalies ont été corrigées en fonction du niveau de la mer en utilisant une

Sobczak, L.W.
1991: Champ de la pesanteur; dans chap. 5 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

densité de référence de 2,67 mg/m^3, le Système géodésique de référence 1967 (1971) et le Réseau international de normalisation gravimétrique (Morelli et al., 1974).

Les anomalies gravimétriques varient de plus de 200 mGal, allant de valeurs positives d'environ +100 mGal le long de la limite inférieure du plateau continental (accore), au nord-ouest des îles de la Reine-Élisabeth et autour de l'extrémité nord de la baie de Baffin, à des valeurs inférieures à -100 mGal au-dessus des zones montagneuses du nord-ouest du Groenland, du centre de l'île d'Ellesmere, de l'île de Baffin et des bassins recouverts d'eau comme le bassin de Kane et le détroit de Lancaster. La précision de ces anomalies varie d'environ 0,2 mGal pour les levés détaillés, comme le levé linéaire reliant l'île Melville à l'île Axel Heiberg, à environ 2 mGal pour la plupart des levés régionaux au-dessus de zones relativement planes (Sobczak et Overton, 1984). Cependant, dans les zones montagneuses comme celles que l'on retrouve dans l'île d'Ellesmere et l'île de Baffin où l'on n'a pas encore apporté des corrections relatives au terrain, les écarts peuvent atteindre 30 mGal.

CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DU CHAMP DE LA PESANTEUR

Les anomalies gravimétriques indiquent des zones d'excès de masse (valeurs positives) et de déficit de masse (valeurs négatives) par rapport à une croûte de référence.

Les valeurs positives les plus élevées correspondent en résumé aux zones suivantes: 1) Des valeurs positives en série longent la limite inférieure de la plate-forme continentale au nord-ouest des îles de la Reine-Élisabeth et autour de l'extrémité nord de la baie de Baffin. 2) Des valeurs positives singulières, de forme circulaire à ovale prononcée, s'observent près des régions côtières, notamment au-dessus de l'extrémité sud-est de l'île Devon, de l'est de l'île Bylot, du sud de la baie Darnley (sur le continent, au sud du golfe Amundsen), de l'extrémité sud-ouest de l'île Victoria et du fond du détroit de Prince Albert sur le côté ouest de l'île Victoria. Elles sont en général associées à des excès de masse (massifs intrusifs denses) au sein de la croûte. 3) Des zones à direction est à nord-est de valeurs positives de moindre intensité que celles qui viennent d'être décrites se superposent à la bordure de Sverdrup (voir les chapitres 5B, 13, 14) et à la zone de plissement de Parry Islands (île Melville et île Bathurst; voir la fig.4-3; chapitre 12G). 4) Des zones de valeurs positives à direction nord s'observent au-dessus de zones soulevées et plissées comme le soulèvement de Boothia (fig. 4-3; chapitre 12C), l'arche de Cornwall (chapitre 17, fig. 17-1) et une structure dans la région de la mer du Prince Gustaf Adolf et de l'île Lougheed, désignée «arche de Gustaf-Lougheed» par Forsyth et al. (1979) et Hea et al. (1980, fig. 7; désignation non adoptée dans le présent volume).

Les valeurs gravimétriques négatives coïncident en général avec des zones de bassins, de chenaux et de montagnes. On les retrouve, par exemple, au-dessus des sous-bassins du bassin de Sverdrup, au nord de l'île Melville (le «bassin Sabine» de Hea et al., 1980, fig. 3; désignation non adoptée dans le présent volume), entre les îles Bathurst et Ellef Ringnes («bassin Ellef-Edinburgh») et au sud et sud-ouest de la station météorologique Eureka dans l'île d'Ellesmere («bassin Eureka»); et au-dessus des bassins crétacés-tertiaires du détroit de Lancaster (voir le chapitre 17).

Les anomalies négatives dans les zones montagneuses sont causées en partie par les effets du relief qui n'ont pas encore été calculés et par l'élimination de l'effet de la masse continentale au-dessus du niveau de la mer dans la correction de l'anomalie de Bouguer. Comme ces anomalies ne correspondent donc pas nécessairement à des zones d'anomalies du champ de pesanteur, il n'en sera pas davantage question dans le présent chapitre. La définition des zones d'anomalies dans ces régions pourrait être améliorée en recourant à des anomalies résiduelles isostatiques comme celles dont on procède actuellement au calcul pour les États-Unis (R.W.Simpson, communication personnelle, 1983).

Les anomalies négatives à l'air libre au-dessus des chenaux et bassins reflètent en partie le déficit de masse de l'eau qui, dans les petites zones, n'est pas compensé isostatiquement. Ces chenaux mesurent par endroits 500 m de profondeur, produisant un effet gravimétrique atteignant 34 mGal.

ISOSTASIE

Les anomalies gravimétriques varient en fonction de la distribution des masses au sein de la croûte et en fonction de l'isostasie. À l'échelle régionale, les conditions isostatiques prévalent dans les régions interinsulaires et côtières, mais localement, il existe des zones de déséquilibre indiquées par les valeurs positives locales et la sismicité contemporaine, relevées le long de la limite inférieure de la plate-forme continentale et au-dessus de régions plissées et soulevées, comme la bordure Sverdrup, l'«arche de Gustaf-Lougheed» (voir ci-dessus) et le soulèvement de Boothia (Sobczak et al., 1986). En ce qui concerne l'ouest des îles de la Reine-Élisabeth, Sobczak et Weber (1973) ont déterminé une anomalie à l'air libre moyenne de 7,3 mGal, équivalant à -2,7 mGal lorsque corrigée en fonction du niveau de référence gravimétrique actuel (Réseau international de normalisation gravimétrique; Morelli et al., 1974; Association internationale de géodésie, 1971). Cette valeur indique un équilibre isostatique régional et montre que l'épaisseur des roches sédimentaires (jusqu'à 18 km au sud de l'île Ellef Ringnes) qui serait à l'origine d'une baisse de pesanteur d'environ 120 mGal, est compensée à l'échelle régionale par un amincissement de la croûte atteignant 7 km (Sobczak et Overton, 1984). L'anomalie gravimétrique régionale de la Plate-forme de l'Arctique, au sud de l'orogène innuitien, semble être semblable à celle observée dans l'ouest des îles de la Reine-Élisabeth et indiquer en outre un équilibre isostatique. Plus au sud, au-dessus des terres continentales canadiennes, les anomalies gravimétriques deviennent graduellement plus négatives avec l'altitude, preuve d'une certaine forme (Airy ou Pratt) de compensation isostatique. Vers le nord-ouest, au-dessus de la marge continentale canadienne, des conditions de quasi équilibre sont indiquées; une anomalie à l'air libre moyenne de +27 mGal (Trettin et al., 1972, p. 153) atteindrait +17 mGal en fonction du nouveau niveau de référence. Cette valeur peut être réduite à 10 mGal si l'on tient compte de l'effet de la bordure de la marge continentale (environ 7 mGal, Sobczak, 1975). La valeur (+10 mGal) qui reste peut indiquer une charge supplémentaire non complètement compensée. Le long de la marge continentale, du côté de l'océan,

le déficit de masse pour l'eau (plus de 3 km de profondeur) et les sédiments (jusqu'à 7 km d'épaisseur) produit un effet gravimétrique total atteignant -360 mGal; ce déficit a été compensé par l'amincissement de la croûte (Sobczak et al., 1986).

La bathymétrie indique également des zones de déséquilibre. La limite inférieure de la plate-forme continentale, de la mer de Beaufort à la mer de Lincoln vers le nord-est, se trouve à une profondeur variant de 200 m au large du delta du Mackenzie à 500 m au nord-ouest de l'île Banks, du détroit de M'Clure et de l'île Prince Patrick, à 650 m au nord-ouest de l'île Ellef Ringnes et à environ 500 m au nord-ouest de l'île d'Ellesmere. En outre, il y a des dépressions profondes (supérieures à 500 m) le long et au large des fjords de la côte nord-est de l'île d'Ellesmere (projet CESAR, J.R.Weber, communication personnelle, 1984) ainsi que des dépressions profondes dans les zones interinsulaires (Johnson et al., 1979). Selon Pelletier (1966), ces zones navigables correspondent à un réseau hydrographique submergé du début du Tertiaire qui a été aplani et strié par une glaciation ultérieure (voir le chapitre18). Si le niveau d'équilibre le long de la limite inférieure de la plate-forme continentale est établi à 200 m (valeur moyenne mondiale — Worzel, 1968), l'affaissement de la plate-forme continentale a donc été de 300 à 450 m. Le remplissage sédimentaire n'ayant pas suffi à combler l'affaissement, cette région est pauvre en sédiments.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier D. Cleary pour avoir tracé les isogammes, J.Halpenny, pour avoir fourni les cartes gravimétriques Applicon en couleurs et J.R.Weber, R.K. McConnell, D.B. Hearty, A.M. Jessop et M.R.Dence pour avoir lu et commenté le manuscrit.

B. STRUCTURE DE LA CROÛTE FONDÉE SUR DES ÉTUDES SISMIQUES ET GRAVIMÉTRIQUES

L.W. Sobczak, D.A. Forsyth, A. Overton et I. Asudeh

INTRODUCTION

Les études de la structure de la croûte jusqu'à la discontinuitié de Mohorovičić se sont limitées jusqu'à ce jour à la partie sud-ouest de l'orogène innuitien et à certaines parties de la Plate-forme de l'Arctique où cinq levés de sismique réfraction de grande profondeur (fig. 5B-1, profils n° 1 à 5) et des levés gravimétriques étendus ont été réalisés. Le présent document traite principalement des interprétations les plus récentes des profils de réfraction n° 2 et 3 et des analyses gravimétriques associées ainsi que d'un transect géologique et géophysique de 1 300 km de longueur, en partie basé sur les profils n° 1, 2 et 3. Il est également question des données préliminaires d'un levé de sismique-réfraction effectué en 1985 sur la plate-forme continentale, au nord-ouest de l'île Axel Heiberg.

Les interprétations antérieures de la structure en profondeur de la croûte terrestre, non abordées dans le présent document, comprennent notamment deux coupes transversales étendues, à peu près parallèles au transect, basées sur des levés gravimétriques réalisés concurremment aux profils n° 1 et 4 (Sobczak et Weber, 1973) et, une coupe traversant l'île Banks et la marge continentale adjacente, basée sur des données strictement gravimétriques (Sobczak, 1975). Les structures dans la croûte supérieure et les successions sédimentaires supracrustales seront traitées dans des chapitres ultérieurs.

Sobczak, L.W., Forsyth, D.A., Overton A. et Asudeh, I.
1991: Structure de la croûte fondée sur des études sismiques et gravimétriques; dans chap. 5 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

LEVÉS DE SISMIQUE RÉFRACTION DE GRANDE PROFONDEUR

En 1962 et 1963, Sander et Overton (1965) ont préparé trois profils de sismique réfraction formant une coupe continue depuis l'île Cornwallis jusqu'à l'extrémité nord-ouest de l'île Ellef Ringnes (fig. 5B-1, profil n° 1 et fig. 5B-2). La base de la croûte a été établie à une profondeur d'environ 38 km. La succession crustale du bassin de Sverdrup a été divisée en une croûte inférieure «basaltique» (v = 7,3 km/s) et une couche non déterminée (vitesse sismique de 6,0 km/s) comprenant un socle granitique précambrien, des sédiments de bassin protérozoïques et des roches faisant partie de la zone mobile franklinienne. Le bassin de Sverdrup mesure environ 10km d'épaisseur dans sa région axiale.

En 1964 et 1965, Overton (1970) a effectué une série de levés de réfraction de l'île Melville aux îles Prince Patrick, Mackenzie King et Brock et au-dessus de la marge continentale (fig. 5B-1, profil n°4). Des couches de vitesse élevée dans la séquence sédimentaire ont contribué à rendre incertaines les estimations de la vitesse jusqu'au socle sous-jacent et de la profondeur de ce dernier. L'épaisseur crustale déduite variait de 29 à 42 km. Sur le manteau, reposait une couche crustale «intermédiaire» à travers laquelle les vitesses ont varié de 6,1 à 6,25 km/s et dont le sommet se trouvait en général entre 10 et 20 km sous la surface.

En 1967, Berry et Barr (1971) ont réalisé une expérience de sismique-réfraction (fig. 5B-1, profil n° 5 et fig. 5B-3) sur 220 km vers le nord-ouest, à travers la plate-forme continentale et le talus continental, depuis la pointe sud-ouest de l'île Prince Patrick. Selon leur évaluation, la discontinuité de Mohorovičić se situerait à une profondeur de 28 ± 4 km sous la côte, pour atteindre 15 ± 9 km à

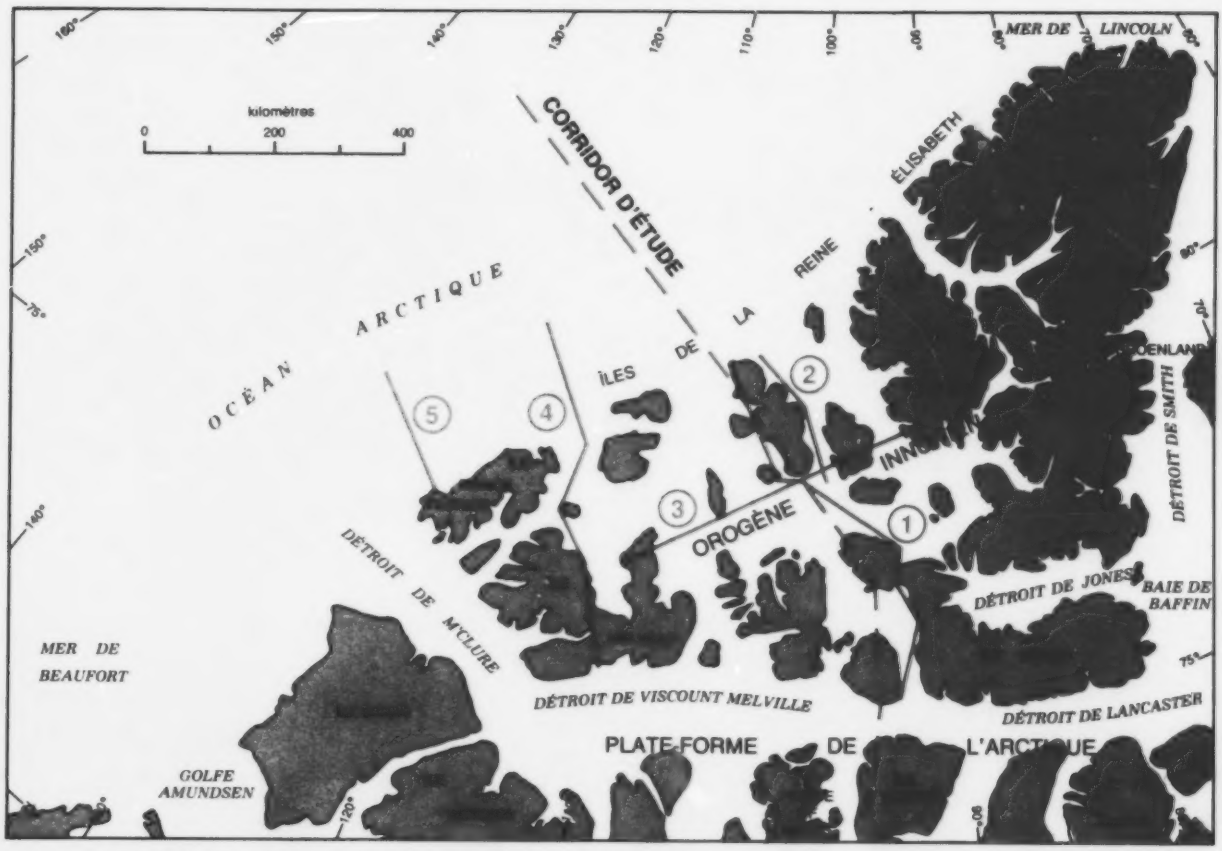


Figure 5B-1. Localisation des levés de sismique réfraction de grande profondeur et du transect dont il est question dans le texte.

l'extrémité nord-est du profil. À mi-pente du talus continental, environ 5 km de sédiments reposent sur le socle.

Deux profils sismiques, l'un reliant le nord-est de l'île Melville à l'île Amund Ringnes (fig. 5B-1, profil n° 3) et l'autre longeant la côte est de l'île Amund Ringnes (profil n° 2), ont été établis par Overton entre 1972 et 1974. Pour obtenir les résultats qu'il a publiés en 1982, il a utilisé les données de réfraction inverse de faible profondeur dans un modèle où les vitesses augmentent graduellement avec la profondeur, et il a déterminé des coupes du temps de délai montrant cinq couches de vitesse à des intervalles de 0,75 km/s dans la couverture sédimentaire. L'analyse des données sismiques de grande profondeur présentées dans l'étude de Forsyth et al. (1979) a révélé des variations d'épaisseur de la croûte de 40 km sous l'est de la presqu'île Sabine, à 32 km à l'ouest de l'île King Christian, mais elle n'a pas permis de confirmer l'existence d'une couche crustale intermédiaire distincte ou la présence de la discontinuité de Conrad.

INTERPRÉTATION DE DONNÉES SISMIQUES ET GRAVIMÉTRIQUES RÉCENTES

Profils n° 2 et 3

Les données gravimétriques recueillies le long des profils n° 2 et 3 ont été analysées en tenant compte des données de sismique réfraction publiées par Overton (1982) et Forsyth et al. (1979) et des données sur la densité tirées de diagraphies de 17 trous de sondage forés près des lignes de profil. Les données ont été corrigées en éliminant d'abord les effets gravimétriques dus à l'eau, puis les cinq couches sédimentaires peu profondes et enfin les variations d'épaisseur de la croûte (Sobczak et Overton, 1984). L'analyse a fait ressortir que les effets de valeurs gravimétriques négatives d'environ 60 à 120 mGal, dus au déficit de masse de l'eau et des sédiments (les trois couches supérieures correspondant approximativement au bassin de Sverdrup et les deux couches inférieures, à la zone mobile franklinienne sous-jacente), sont compensés par les effets de valeurs gravimétriques positives d'amplitude semblable dus à l'amincissement de la croûte (fig. 5B-4 et 5B-5). Le calcul des effets gravimétriques du modèle

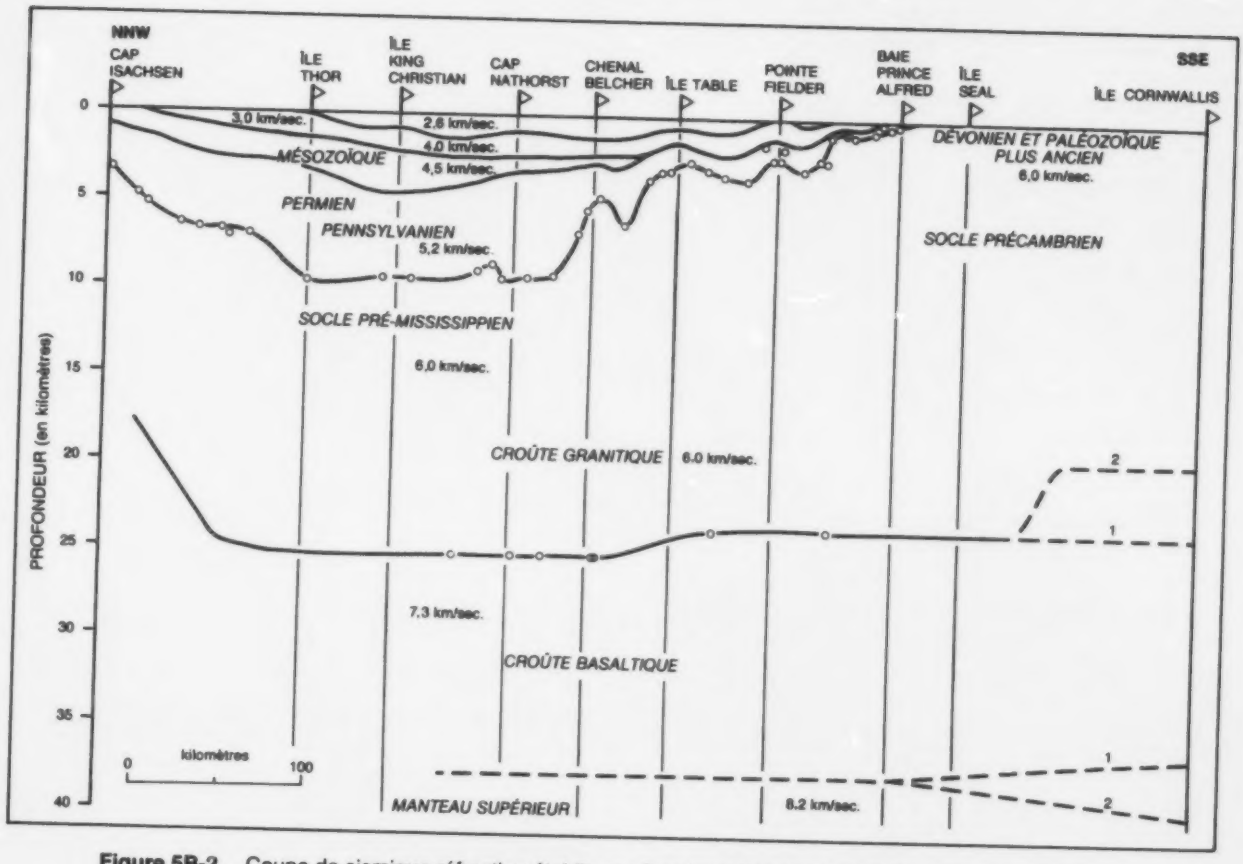


Figure 5B-2. Coupe de sismique réfraction établie par Sander et Overton (1965) (fig. 5B-1, profil n° 1).

sismique a donné des anomalies gravimétriques résiduelles qui pourraient être attribuables à la présence d'évaporites de faible densité, à des intrusions mafiques de forte densité ainsi qu'à des variations de densité dues à des changements lithologiques qui caractérisent la stratigraphie connue de la région. Il n'a pas été nécessaire de recourir à la présence de massifs anormaux dans la croûte cristalline pour rendre compte des anomalies gravimétriques résiduelles. Selon ces études, l'épaisseur des sédiments serait inversement proportionnelle à l'épaisseur de la croûte.

Coupe effectuée et données recueillies dans le nord-ouest de l'île Axel Heiberg

Une coupe à l'échelle crustale, allant de l'île Somerset sur la Plate-forme de l'Arctique jusqu'à l'océan Arctique (fig. 5B-1) est présentée aux figures 5B-6 et 5B-7 (tiré de Sobczak et al., 1986 et Sweeney et al., 1986). Elle se fonde sur des données de sismique réfraction de grande profondeur (Sander et Overton, 1965; Forsyth et al., 1979; Overton, 1982) et de réfraction et de réflexion de faible profondeur (Hobson et Overton, 1967; Meneley et al., 1975), des données gravimétriques (Sobczak, 1963; Sobczak et Weber, 1973; Sobczak et Overton, 1984), des données de puits, des données sur la géologie des formations en surface et des renseignements provenant de la Panarctic Oils Ltd. (H.R. Balkwill, communication personnelle, 1983). La coupe est combinée à des tracés de: 1) l'anomalie gravimétrique observée; 2) l'effet gravimétrique total des couches sédimentaires (basé sur des données sismiques de faible profondeur); 3) l'effet gravimétrique du manteau (basé sur des données sismiques de grande profondeur); 4) l'anomalie mesurée (somme de [2] et [3]); et 5) l'anomalie résiduelle ([1] - [4]) que la présence de structures au sein des sédiments peut expliquer. On présume la présence d'une croûte cristalline continentale et océanique homogène à densité constante. En général, le déficit de masse des couches superficielles est isostatiquement compensé par l'excès de masse du manteau dû à l'amincissement de la croûte. Le transect est mieux documenté là où il recoupe le levé de réfraction de Forsyth et al. (1979); le degré d'incertitude concernant l'épaisseur de la croûte y est de l'ordre de 10 %.

La profondeur du sommet du manteau, étalonnée à partir de données de sismique réfraction recueillies au recoupement du profil n° 3 avec le transect à une profondeur de contrôle de 41 km, a été mesurée à partir des données gravimétriques ayant subi une compensation isostatique Airy; la profondeur obtenue était de 48 km dans les zones du Bouclier canadien et la bordure de Sverdrup, de 48 à 43 km dans le «bassin franklinien» (zone

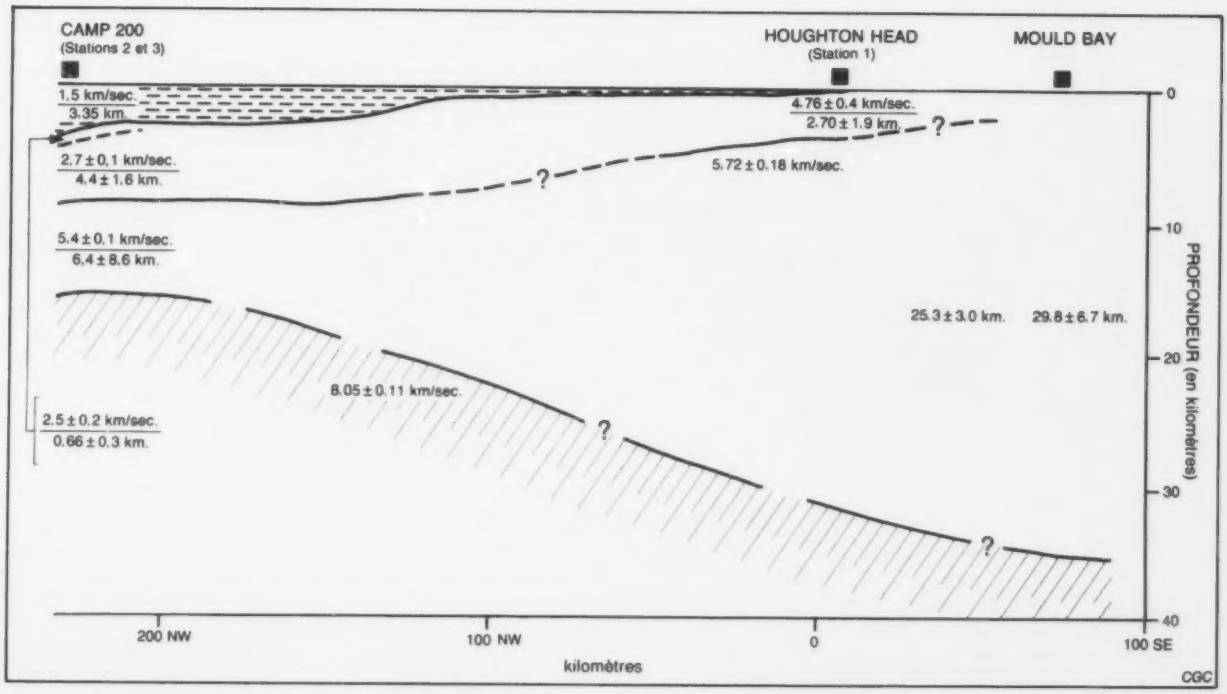


Figure 5B-3. Coupe de sismique réfraction établie par Berry et Barr (1971) (fig. 5B-1, profil n° 5).

mobile franklinienne du chapitre 4), de 41 à 37 km dans le bassin de Sverdrup et de 16,5 km sur la marge de la plate-forme continentale actuelle, où la transition de croûte continentale à océanique semble s'amorcer selon le modèle de gravité-densité.

Les principales successions crustales suivantes ont été déterminées (fig. 5B-6, 5B-7): une croûte continentale archéenne; un bassin protérozoïque (couche 15) précédant le «bassin franklinien»; le «bassin franklinien» du Cambrien et peut-être du Protérozoïque supérieur au Dévonien (couches 14-13); le bassin de Sverdrup (couches 12-3); et le «bassin de la marge de l'Arctique canadien» du Tertiaire à l'Holocène (prisme de sédiments de la terrasse continentale de l'Arctique du chapitre 4). Il faut souligner que le socle précambrien, le bassin protérozoïque et la zone mobile franklinienne n'ont pas été différenciés dans les levés de sismique réfraction; leur différentiation dans le transect se fonde sur des modèles gravimétriques élaborés à partir d'interprétations géologiques. Ces interprétations sont nécessairement spéculatives pour ce qui est des parties septentrionales du transect qui sont très éloignées des affleurements pertinents; on peut concevoir, par exemple, que les couches appellées «bassin franklinien» et «socle archéen» comprennent des terranes allochtones situés sous la «plate-forme de la Reine-Élisabeth» (plate-forme continentale des îles de l'Arctique du chapitre 3) et la bordure de Sverdrup actuelles.

Le présent modèle présuppose que le socle cristallin archéen du Bouclier précambrien s'étend vers le nord jusqu'à la limite de la croûte continentale; son épaisseur diminuerait, passant de 48 km dans les zones affleurantes du Bouclier canadien à 8 km à sa limite septentrionale au-dessous de la plate-forme continentale dans la zone de transition. Cela correspond géométriquement à un «facteur d'étirement» de 1,5, mais plusieurs phases d'étirement et de compression orogénique ont eu lieu. Se superpose à cette tendance générale, l'amincissement de la croûte au-dessous de l'extrême sud du «bassin franklinien» (détroit de Barrow) et au-dessous de la région axiale du bassin de Sverdrup (île Ellef Ringnes). Le bassin de Sverdrup mesure environ 10 km de profondeur dans cette région. Sa bordure nord arquée est grandement recoupée de roches mafiques, de la base du bassin jusqu'à la surface. L'ensemble de la succession semble être tronqué latéralement, au-dessous de la plate-forme continentale où une zone marquante de valeurs gravimétriques positives (jusqu'à 100 mGal) indique l'emplacement de la zone de transition entre la croûte continentale et la croûte océanique.

Des données de réfraction préliminaires recueillies en 1985 dans l'île de glace canadienne au-dessus de la plate-forme de la Reine-Élisabeth, à une distance d'environ 100 km à 145 km au nord-ouest de l'île Axel Heiberg, indiquent que les sédiments non consolidés (vitesse 2,1 km/s) mesurent de 0,7 à 4,5 km d'épaisseur et qu'ils reposent sur des sédiments consolidés (4,4 km/s) de plus de 8 km d'épaisseur. Ces derniers reposent sur un matériau de croûte inférieure où la vitesse des ondes sismiques est de 6,2 km/s jusqu'à la discontinuité de Mohorovičić située à une profondeur de près de 25 km, à 145 km environ au large de la côte. La section de croûte supérieure est semblable en pendage et en épaisseur à la section qui se trouve au large de l'île Ellef Ringnes (fig. 5B-7). L'épaisseur totale de la croûte à 145 km au large de l'île Axel Heiberg est comparable à celle mesurée à 125 km au large de l'île Ellef Ringnes. La différence

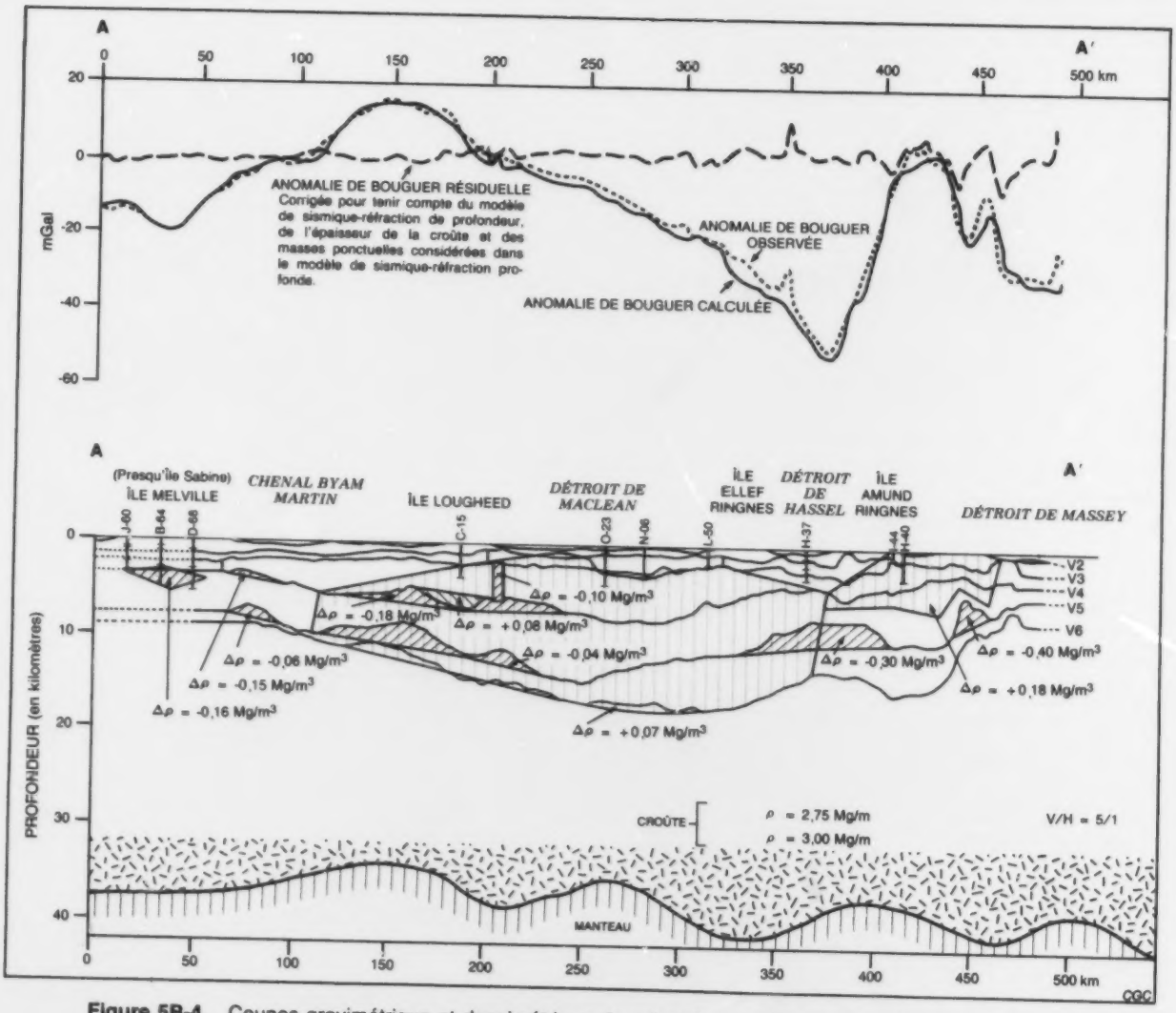


Figure 5B-4. Coupes gravimétrique et densimétrique de subsurface et de grande profondeur, établies par Sobczak et Overton (1984, fig. 12), en partie d'après Forsyth et al. (1979) (fig. 5B-1, profil n° 3).

reflète une variation latérale de l'épaisseur de la croûte le long de la plate-forme continentale, laquelle est indiquée par des variations du champ de pesanteur (Sobczak et Weber, 1987).

LEVÉS DE SISMIQUE RÉFLEXION

À l'exception du transect (fig. 5B-6 et 5B-7), les levés de sismique réflexion réalisés par des sociétés pétrolières ne sont pas traités dans le présent document étant donné que ce sujet se rapporte davantage à d'autres chapitres où il est question d'éléments structuraux et stratigraphiques peu profonds. Les données disponibles sont néanmoins brièvement mentionnées à titre d'information générale.

À ce jour, des profils de sismique réflexion ont été tirés sur plus de 65 000 km, et des enregistrements sismiques, rapports géophysiques et cartes de localisation peuvent être obtenus auprès de l'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada (APGTC) du gouvernement fédéral. Bien que des données aient été recueillies dans la plupart des îles et des chenaux interinsulaires recouverts de glace, la plupart proviennent du bassin de Sverdrup du centre et de l'ouest de la région (environ 40 000 km). L'espacement des profils varie beaucoup; c'est dans la zone située entre la presqu'île Sabine, l'île Melville et l'ouest de l'île Ellef Ringnes où se trouvent la plupart des champs d'hydrocarbures que cet espacement est le moins grand (3 à 5 km). La qualité des données est habituellement bonne dans les 3 à 4 premières secondes des profils et, en général, meilleure sur terre qu'au-dessus des chenaux.

Cette vaste base de données fait actuellement l'objet d'interprétations par les spécialistes de la Commission géologique du Canada mais une faible partie seulement

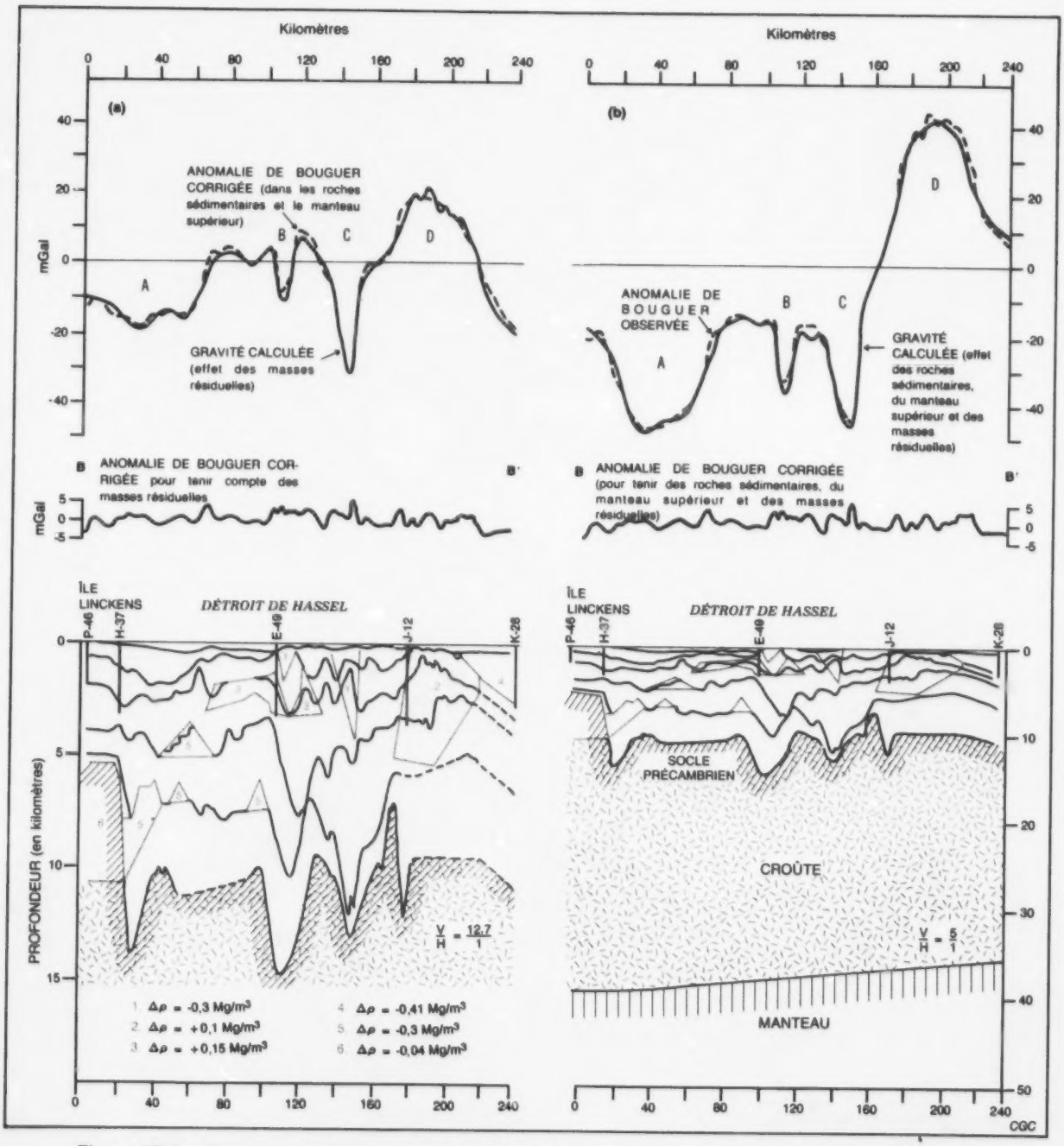
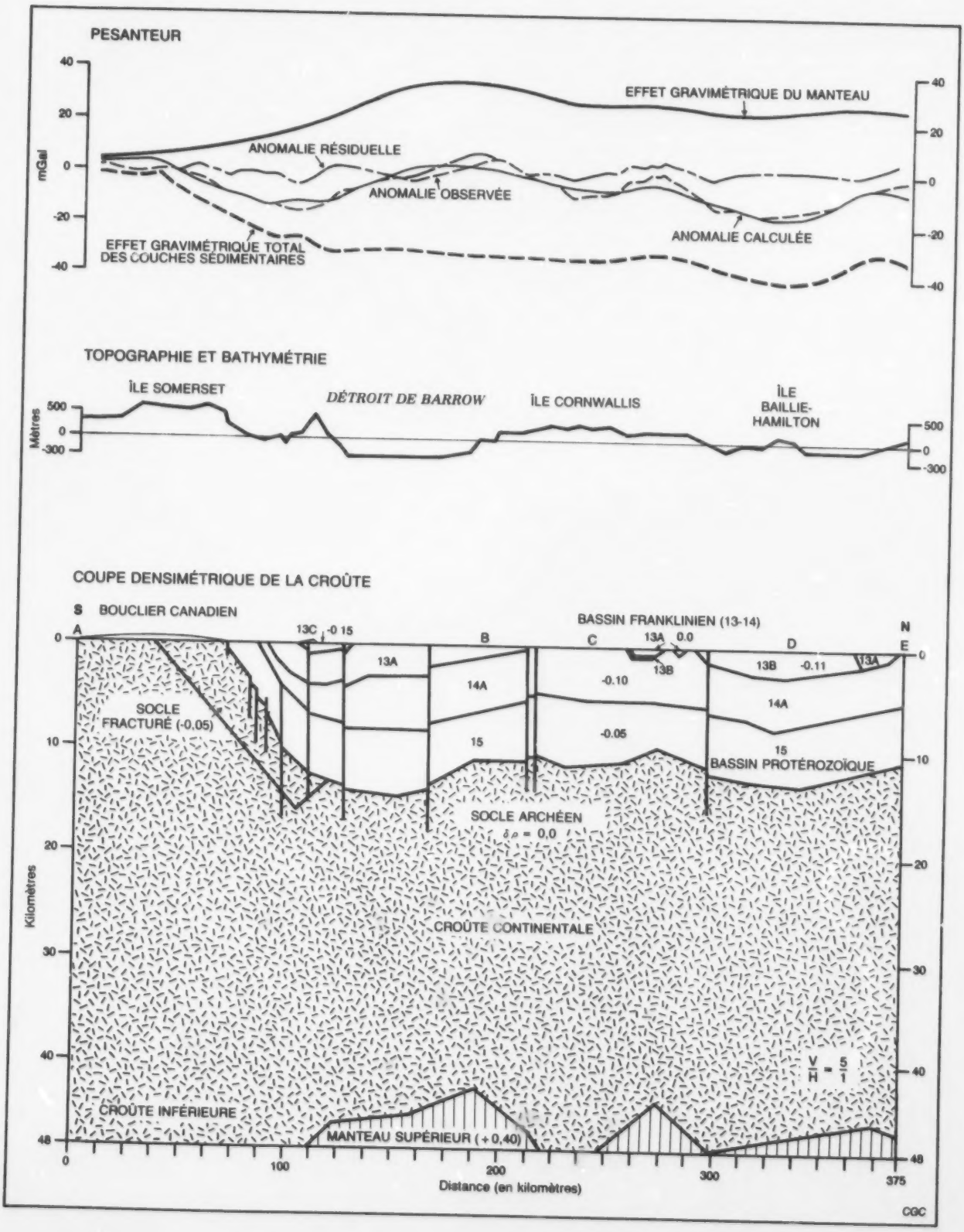
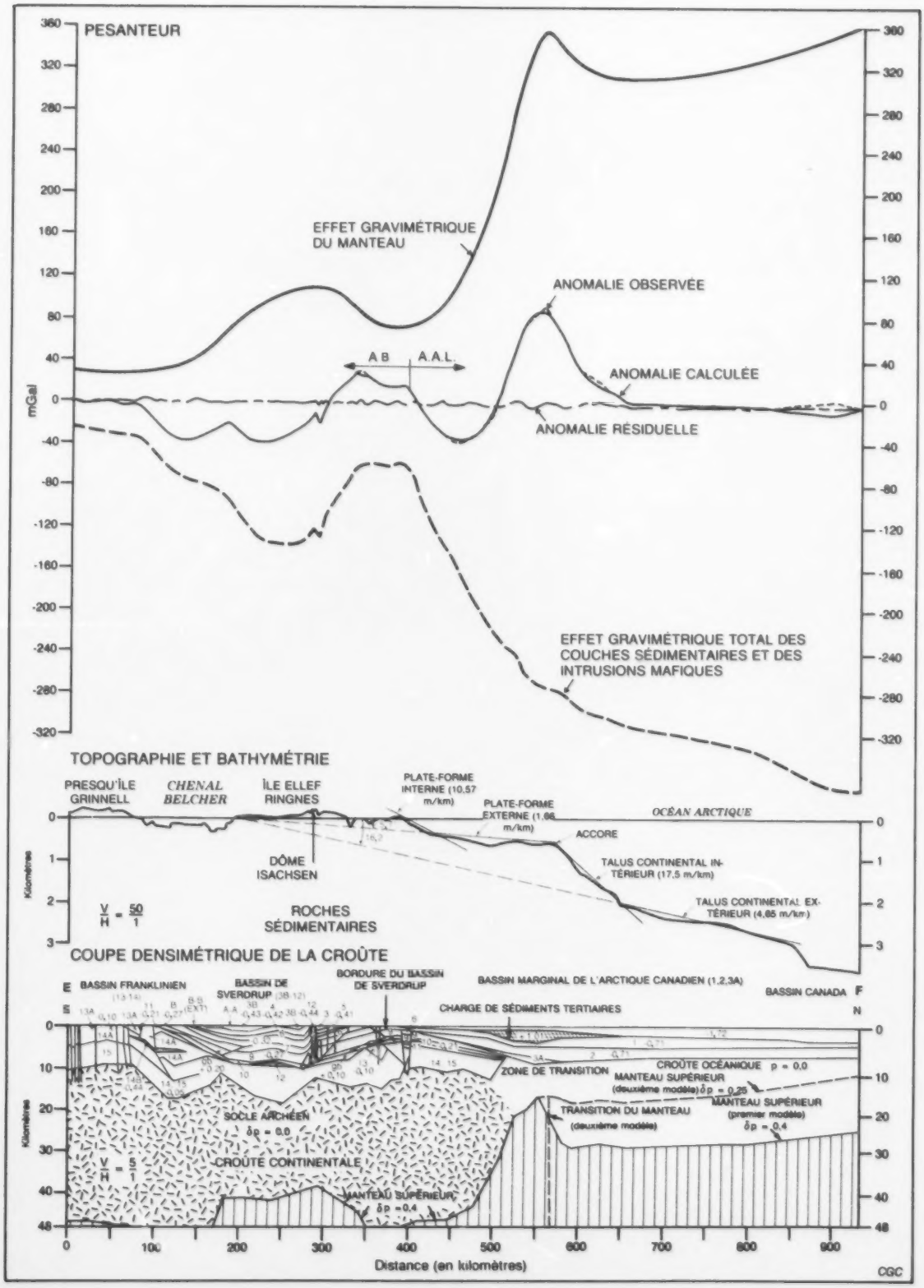


Figure 5B-5. Coupes gravimétrique et densimétrique de subsurface et de grande profondeur, établies par Sobczak et Overton (1984, fig. 15) (fig. 5B-1, profil n° 2).

des informations qui s'en dégagent (principalement sur la zone de plissement de Parry Islands [chapitre12G]) étaient disponibles au moment de la rédaction du présent volume. Quelques profils de sismique réflexion ont été publiés par Meneley et al. (1975), Meneley (1977), Waylett (1979), Hea et al. (1980), Rayer (1981), Embry (1982), Texaco Canada Resources Ltd. (1983) et Fox (1983, 1985).

Figure 5B-6. Partie sud du transect: courbe gravimétrique, profil topographique et bathymétrique, et coupe densimétrique, établis par Sobczak et al. (1986, fig. 3). Les couches 13 et 14 représentent le «bassin franklinien», la couche 15, le bassin protérozoïque. La densité plus faible du socle archéen entre A et B est peut-être due à la fracturation.


PESANTEUR
mGal
40
20
0
-20
-40
EFFET GRAVIMÉTRIQUE DU MANTEAU
ANOMALIE RÉSIDUELLE
ANOMALIE OBSERVÉE
ANOMALIE CALCULÉE
EFFET GRAVIMÉTRIQUE TOTAL DES COUCHES SÉDIMENTAIRES
TOPOGRAPHIE ET BATHYMÉTRIE
Mètres
500
0
-300
ÎLE SOMERSET
DÉTROIT DE BARROW
ÎLE CORNWALLIS
ÎLE BAILLIE-HAMILTON
COUPE DENSIMÉTRIQUE DE LA CROÛTE
S
BOUCLIER CANADIEN
BASSIN FRANKLINIEN (13-14)
N
A
B
C
D
E
13C
-0 15
13A
0.0
13B
-0.11
14A
15
-0.10
-0.05
SOCLE FRACTURÉ (-0,05)
BASSIN PROTÉROZOÏQUE
SOCLE ARCHÉEN
δρ = 0,0
CROÛTE CONTINENTALE
CROÛTE INFÉRIEURE
MANTEAU SUPÉRIEUR (+0,40)
V/H = 5/1
Kilomètres
0
10
20
30
40
48
100
200
300
375
Distance (en kilomètres)
CGC


PESANTEUR
mGal
EFFET GRAVIMÉTRIQUE DU MANTEAU
ANOMALIE OBSERVÉE
A B
A A L
ANOMALIE CALCULÉE
ANOMALIE RÉSIDUELLE
EFFET GRAVIMÉTRIQUE TOTAL DES COUCHES SÉDIMENTAIRES ET DES INTRUSIONS MAFIQUES
TOPOGRAPHIE ET BATHYMÉTRIE
PRESQU'ÎLE GRINNELL
CHENAL BELCHER
ÎLE ELLEF RINGNES
PLATE-FORME INTERNE (10,57 m/km)
PLATE-FORME EXTERNE (1,06 m/km)
OCÉAN ARCTIQUE
ACCORE
TALUS CONTINENTAL INTÉRIEUR (17,5 m/km)
TALUS CONTINENTAL EXTÉRIEUR (4,65 m/km)
DÔME ISACHSEN
ROCHES SÉDIMENTAIRES
V/H = 50/1
Kilomètres
COUPE DENSIMÉTRIQUE DE LA CROÛTE
BASSIN FRANKLINIEN
BASSIN DE SVERDRUP
BORDURE DU BASSIN DE SVERDRUP
BASSIN MARGINAL DE L'ARCTIQUE CANADIEN (1,2,3A)
BASSIN CANADA
CHARGE DE SÉDIMENTS TERTIAIRES
ZONE DE TRANSITION
CROÛTE OCÉANIQUE ρ = 0,0
MANTEAU SUPÉRIEUR (deuxième modèle) δρ = 0,25
MANTEAU SUPÉRIEUR (premier modèle) δρ = 0,4
TRANSITION DU MANTEAU (deuxième modèle)
SOCLE ARCHÉEN δρ = 0,0
CROÛTE CONTINENTALE
MANTEAU SUPÉRIEUR δρ = 0,4
V/H = 5/1
Distance (en kilomètres)
CGC

C. SISMICITÉ

D.A. Forsyth, H.S. Hasegawa et R.J. Wetmiller

INTRODUCTION

L'archipel arctique canadien et la zone extracôtière adjacente continuent d'être le siège d'un nombre «surprenant» de secousses sismiques locales relevées pour la première fois par Milne et Smith (1961) à partir de sismogrammes enregistrés à la station de Resolute Bay (fig. 5C-1). Les données sismiques disponibles ont été compilées par Meidler (1961) pour la période de 1899 à 1955, par Smith (1961) pour la période de 1956 à 1959 et par la Direction de la physique du globe (ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources) dans des catalogues annuels pendant les 23 dernières années. La répartition des épicentres des séismes de magnitude (M) supérieure à 3 est illustrée à la figure 5C-2, superposée à la géologie générale des régions arctique et subarctique du Canada. En ce qui concerne les principales tendances des épicentres qui ressortent de cette carte, deux points sont à retenir. D'abord, les tendances font l'objet d'une surveillance jusqu'à un seuil de détection d'environ M3,5 à 4 en général, mais ce seuil peut atteindre M3 dans certaines zones équipées d'un plus grand nombre d'instruments comme le sud de la mer de Beaufort. En second lieu, les données ne couvrent qu'une période de 13 ans, tandis que les forces tectoniques agissent sur une échelle chronologique beaucoup plus longue. Dans les pages suivantes, il ne sera question que de deux zones de sismicité relativement active, soit le soulèvement de Boothia et le bassin de Sverdrup ainsi que le détroit de Nares qui présente un intérêt tectonique particulier.

SOULÈVEMENT DE BOOTHIA

Le soulèvement de Boothia qui est orienté vers le nord sur environ 1 000 km, depuis le Bouclier canadien jusqu'à la zone mobile franklinienne en passant par la Plate-forme de l'Arctique, a surtout été active, du point de vue tectonique, au Silurien tardif et au Dévonien précoce (chapitre 12C). Aujourd'hui, le soulèvement est caractérisé par une activité sismique beaucoup plus intense que dans les zones adjacentes, les séismes se concentrant dans le passage Parry où pourraient se trouver des failles transversales (fig. 5C-3). Cette sismicité se poursuit au-delà du soulèvement de Boothia jusqu'au nord-est de la baie d'Hudson en longeant l'arche de Bell (BA à la fig. 5C-2). Elle serait attribuable à la réactivation d'anciennes zones de faiblesse par un soulèvement postglaciaire différentiel et des contraintes néotectoniques (Okulitch et al., 1986).

BASSIN DE SVERDRUP

Sismicité

La sismicité au sein du bassin de Sverdrup est caractérisée par une magnitude de faible à moyenne et parfois par des séismes en séries (fig. 5C-2, 5C-4; pour les noms géographiques, voir les figures 1 et 5A-1, en pochette). Actuellement, l'activité sismique se limite en grande partie au centre ouest du bassin. Des séries intenses de séismes de faible magnitude ont secoué l'île Prince Patrick en 1965 (Smith et al., 1968). Des groupes de secousses sismiques sont enregistrées dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere et dans l'ouest de l'île Axel Heiberg où un événement de M5,2 a eu lieu en 1975.

De 1962 à 1972, le taux de fréquence des séismes dans la région située au nord-est de l'île Melville a varié d'environ 1 à 9 par année. Cependant, de novembre 1972 à janvier 1973, 74 événements ont été localisés, dont neuf ont dépassé la magnitude de 4,5. À Resolute Bay, les secousses ont été encore plus nombreuses mais non localisables. Depuis 1973, l'activité sismique a diminué mais elle n'a pas cessé, des séismes récents ayant secoué la région caractérisée par la présence de séismes en séries et une région du nord longeant le prolongement en échelon d'un relief structural de la région de la mer de Prince Gustaf Adolf et de l'île Lougheed, désignée «arche de Gustaf-Lougheed» par Forsyth et al. (1979) et Hea et al. (1980; p. 452-463; fig.5A-1).

Sismotectonique

Le sud-ouest du bassin de Sverdrup (incluant l'«arche de Gustaf-Lougheed») est caractérisé par la présence de failles normales à direction nord-est, de diapirs d'évaporites et d'anomalies magnétiques causées probablement par la présence de dykes datant du Crétacé tardif et plus anciens (chapitre14). En les combinant, ces éléments représentent un «domaine de dilatation crustale de longue durée», en

Figure 5B-7. Partie nord du transect. Les anomalies de Bouguer (A_B) sont calculées à partir de l'océan Arctique vers le continent et les anomalies à l'air libre (AAL), dans le sens contraire. Autres informations indiquées : effet gravimétrique total de l'eau, des roches sédimentaires et des intrusions; effet de compensation du manteau sur la pesanteur à une profondeur inférieure à 48 km; topographie et bathymétrie; coupe densimétrique de la croûte jusqu'à une profondeur de 48 km. Les différences de densité s'expriment en Mg/m³. La charge des sédiments tertiaires de même que les couches 1, 2 et 3A forment le «bassin marginal de l'Arctique canadien»; les couches 3 à 12 représentent le bassin de Sverdrup et les couches 13 et 14, le «bassin franklinien». Les couches 14 et 15 pourraient être un mélange de strates du Paléozoïque et du Protérozoïque, avec peut-être des inclusions de roches fracturées du socle cristallin. Deux modèles rendent compte de l'amincissement de la croûte, à partir du continent vers la mer. Le premier admet une différence de densité constante (0,40 Mg/m³) entre les roches du manteau et de la croûte inférieure, et le deuxième suppose une croûte océanique mince (Mair et Lyons, 1980), et Sobczak et al. (1986).

Forsyth, D.A., Hasegawa, H.S. et Wetmiller, R.J.
1991: Sismicité; dans chap. 5 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

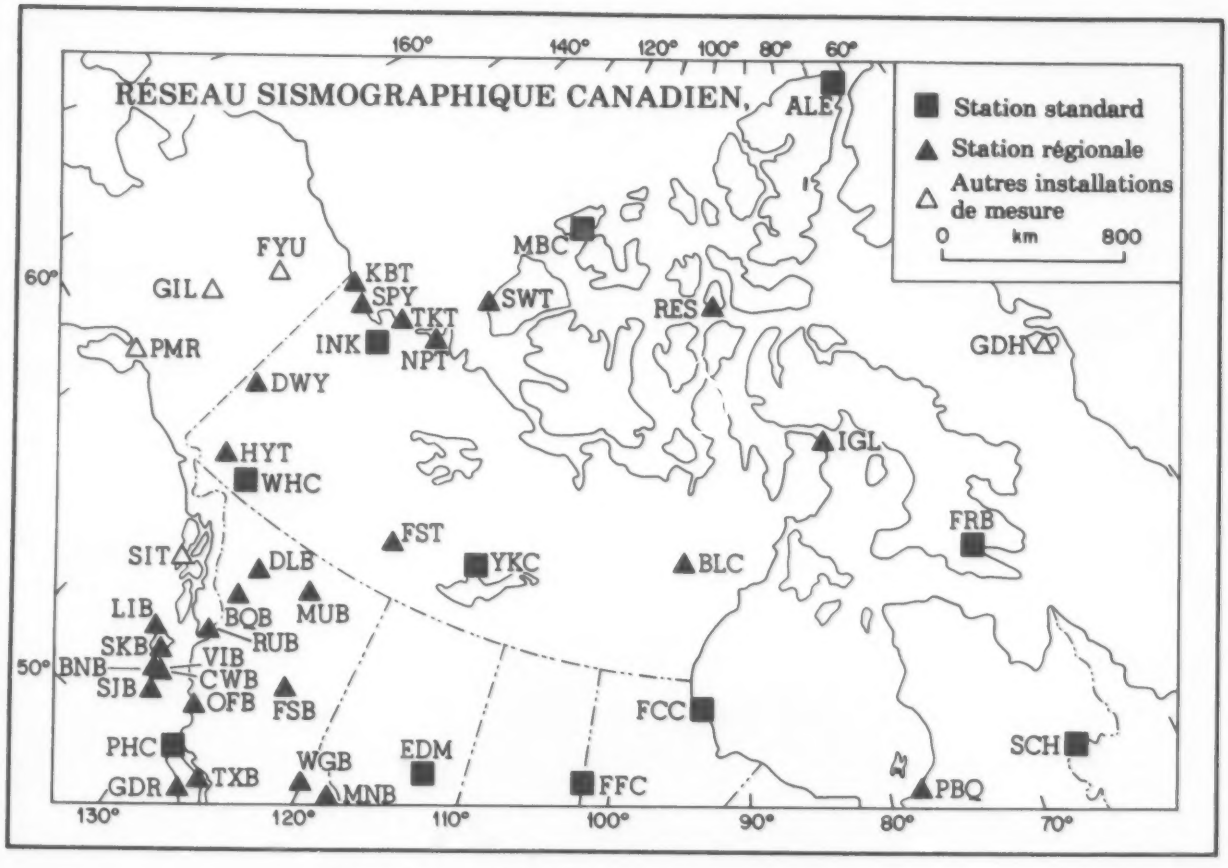


Figure 5C-1. Réseau sismographique canadien, 1986.

particulier du Carbonifère au Crétacé (Balkwill et Fox, 1982). Un levé de sismique réfraction traversant l'«arche de Gustaf-Lougheed» (Forsyth et al., 1979) et des séismes en série, ont mis en évidence une zone, le rift embryonnaire de Balkwill et Fox (1982), qui s'étend jusqu'à la croûte inférieure où l'énergie sismique est grandement atténuée.

La détermination des plans de faille de quatre des plus importantes secousses d'une série de séismes enregistrés dans le passage Byam Martin en novembre et décembre 1972 indique un rejet dextre dans des failles de direction nord-est et à pendage abrupt (Hasegawa, 1977). La profondeur des foyers des quatre plus importantes secousses sismiques varie entre 10 et 30 km et leur magnitude entre 5,1 et 5,7. La direction des contraintes de tension déviatrices à partir de déterminations de plans nodaux de quatre des plus gros séismes de la série de séismes (Hasegawa, 1977) est orientée perpendiculairement aux anomalies magnétiques, soit parallèle à la direction de la dilatation au Crétacé et antérieurement. Le flux de chaleur relativement élevé, enregistré au-dessus de la région de l'«arche de Gustaf-Lougheed» (A. Judge, communication personnelle, 1984), est conforme à la profondeur relativement faible des sources d'ajustement des contraintes et des foyers sismiques.

La présence de séries de séismes dans des régions qui semblaient essentiellement asismiques avant 1970 environ laisse supposer que les données recueillies sur l'activité sismique dans l'ouest du bassin de Sverdrup sont incomplètes.

DÉTROIT DE NARES

Le détroit de Nares, chenal linéaire séparant le Groenland de l'est de l'île d'Ellesmere, a été l'objet ces dernières années d'un débat en matière de tectonique (chapitre 17). D'une part, il avait été généralement admis que l'expansion du fond océanique du milieu du Crétacé au début de l'Holocène dans la mer du Labrador avait été compensée par un décrochement senestre de 200 km ou plus le long du détroit. D'autre part, une corrélation des marqueurs stratigraphiques et structuraux d'un côté à l'autre du détroit indique que le décrochement énoncé, s'il a eu lieu, ne dépasse pas quelques dizaines de kilomètres (Dawes et Kerr, 1982). En outre, aucun indice géologique, ni les isobases de la figure 5C-5, n'indique que le détroit de Nares a été le siège d'un déplacement vertical important.

Les renseignements disponibles sur les épicentres indiquent que le détroit a été asismique pendant au moins deux décennies comme le montre la figure 5C-5 (Wetmiller et Forsyth, 1982; Gregersen, 1982). Avant 1960, on ne disposait que de données éparses sur les séismes de

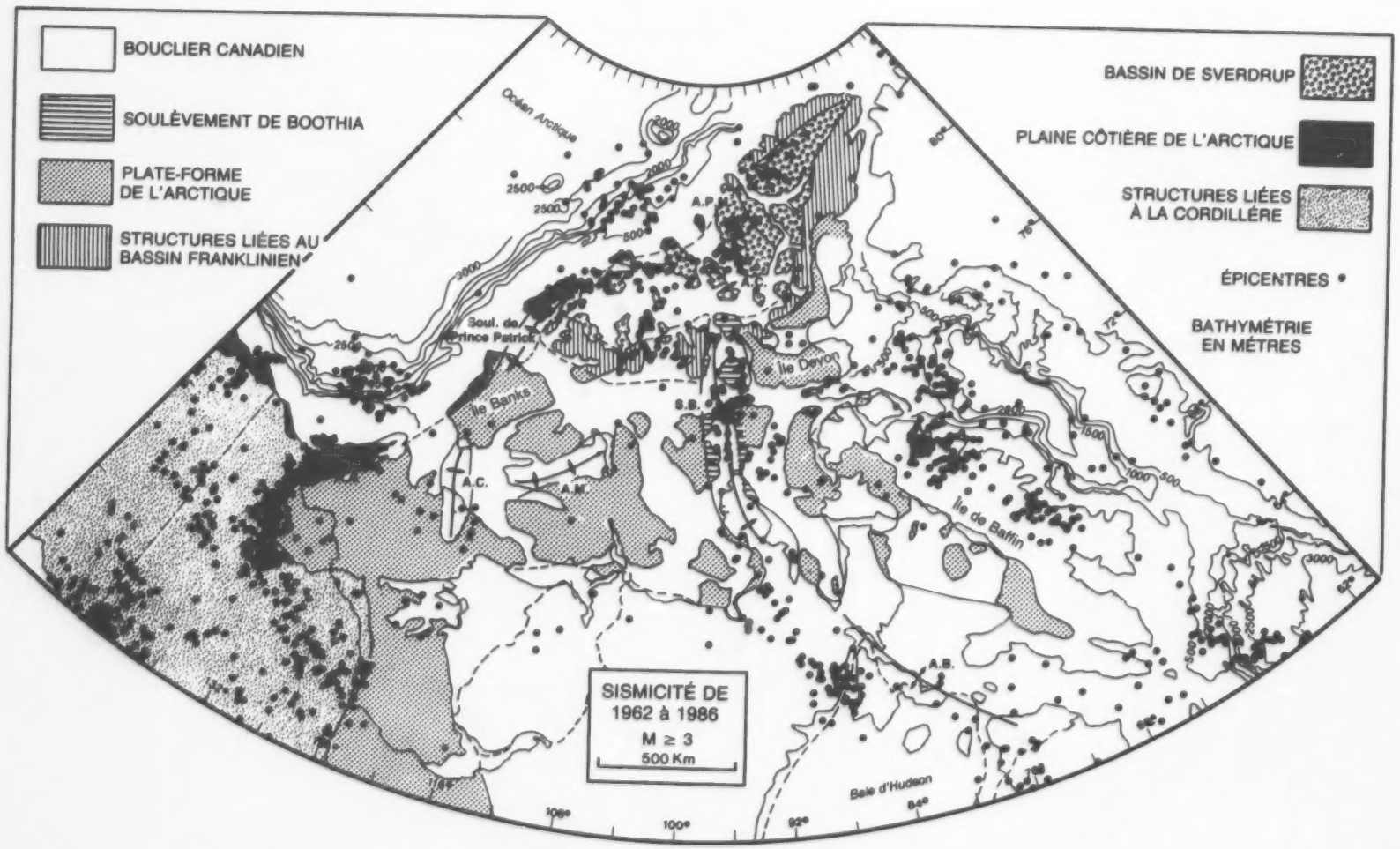


Figure 5C-2. Sismicité du Nord canadien et des environs.

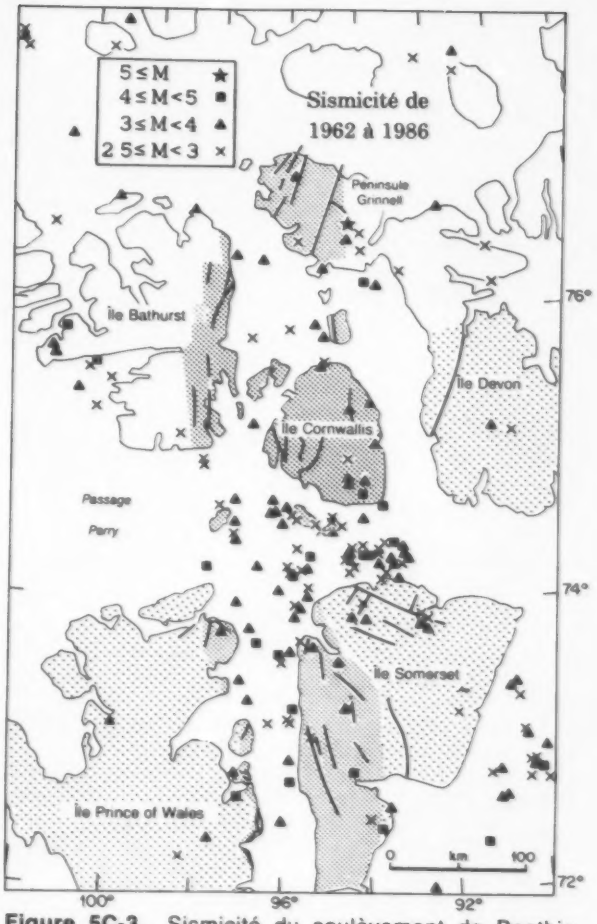


Figure 5C-3. Sismicité du soulèvement de Boothia. (Soulèvement de Boothia : trame compacte; plate-forme de l'Arctique: trame espacée).

magnitude inférieure à 5 et le degré d'incertitude relativement à l'emplacement des épicentres était de l'ordre de quelques centaines de kilomètres. Cependant, avant la fin des années 60, des séismes de magnitude inférieure à 3,75 étaient pour la plupart détectés de sorte que le degré d'incertitude relatif à l'emplacement des épicentres ne dépassait guère 50 km (Basham et al., 1977; Gregersen, 1982).

La détermination des plans de faille de deux séismes au sud (dans le nord de la baie de Baffin) et d'un autre séisme au nord, dans la mer de Lincoln, indique la présence de compression déviatrice approximativement nord-sud. À partir de cette observation, Wetmiller et Forsyth (1982) ont avancé comme hypothèse que le détroit asismique de Nares interposé subit une compression nord-sud, c'est-à-dire, suivant une direction quasi parallèle au détroit, mais ont également souligné que les hypocentres pourraient ne pas se situer dans le régime de contraintes du détroit de Nares.

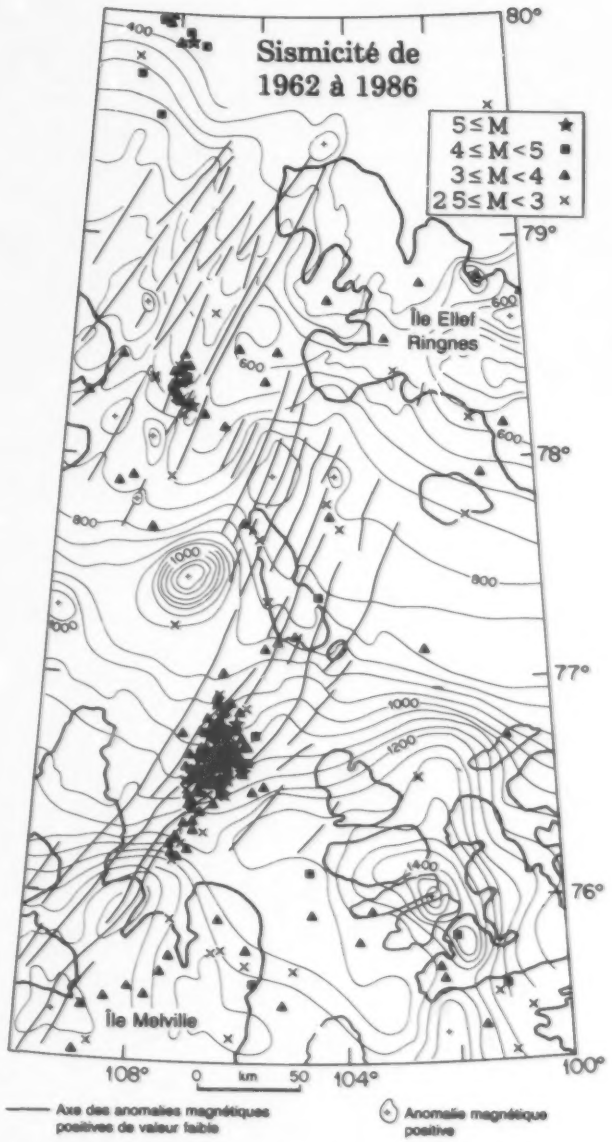


Figure 5C-4. Sismicité de la partie sud-ouest du bassin de Sverdrup.

Par conséquent, si une zone de failles datant du Crétacé tardif au début du Tertiaire se trouve en réalité sous le détroit, elle ne fait pas actuellement l'objet d'une réactivation par le réajustement glaciaire local ou l'activité tectonique régionale. Il se peut que le régime asismique actuel corresponde à une période de repos d'une sismicité historiquement non stationnaire.

Par ailleurs, la nature différente de la propagation de Lg entre le nord de la baie de Baffin, au nord, et l'ouest de Resolute Bay, à travers le détroit de Nares, indique que la croûte sous le détroit de Nares pourrait ne pas comporter de discontinuité importante. Une telle situation serait plus

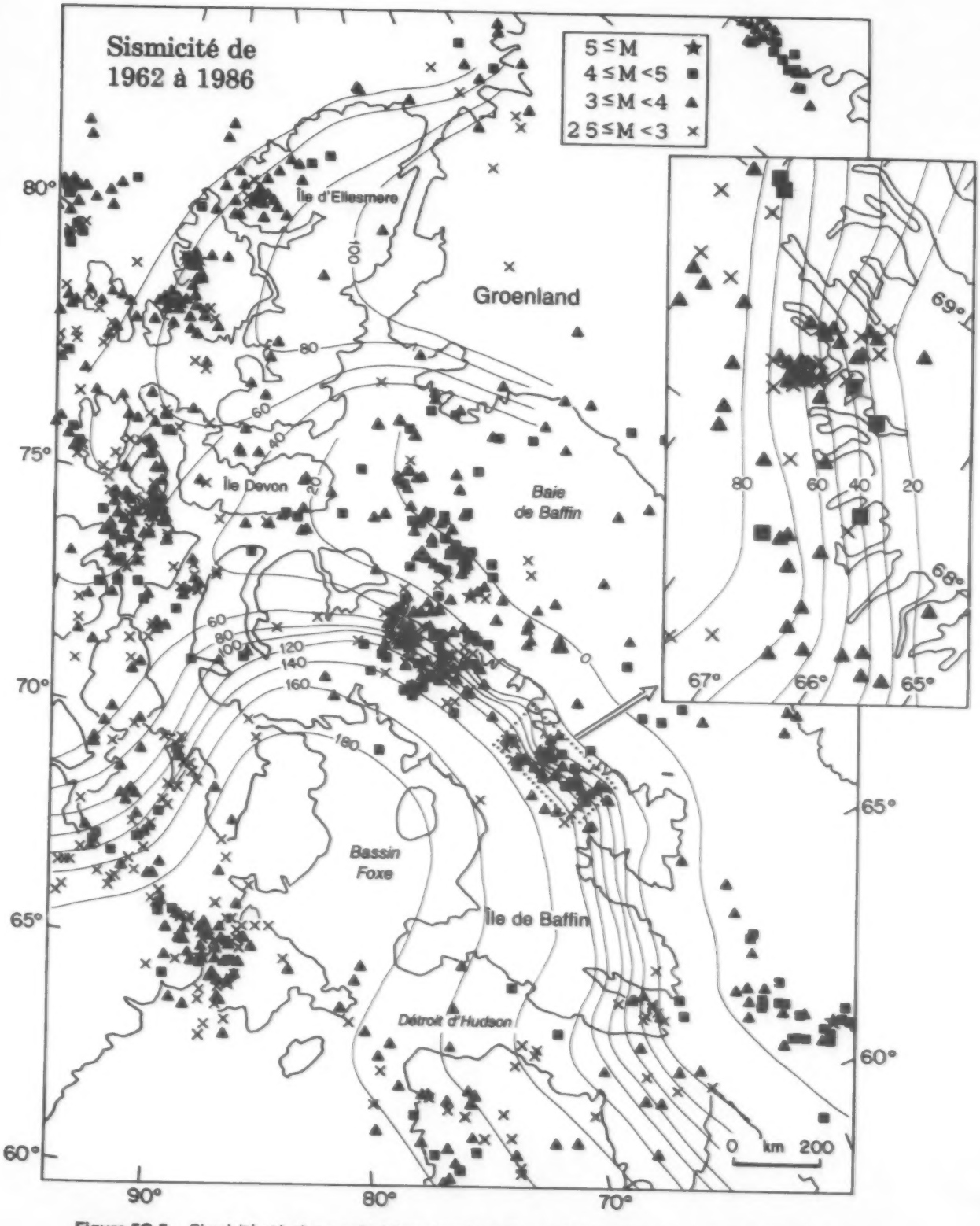


Figure 5C-5. Sismicité et isobases glaciaires dans la partie est de l'orogène innuitien et de la plate-forme de l'Arctique, et dans les régions adjacentes du Bouclier canadien et de la baie de Baffin.

probable sous les détroits de Jones ou de Lancaster, vers l'ouest. De même, l'ajustement lithosphérique nécessité par la reconstitution des plaques de l'Atlantique Nord et de l'Amérique du Nord (Srivastava, 1985) doit être accommodé dans le détroit de Jones, le détroit de Lancaster et les structures occupant l'est du bassin de Sverdrup (Wetmiller et Forsyth, 1982).

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier les spécialistes de la Division de la géophysique, de la Division de la lithosphère et du Bouclier canadien et de l'Institut de géologie sédimentaire et pétrolière pour leurs commentaires très constructifs, et J. Drysdale pour avoir efficacement produit des cartes sismiques à jour.

D. CHAMP AÉROMAGNÉTIQUE

R.L. Coles

PERSPECTIVE D'INTRODUCTION

Le champ d'anomalies magnétiques au-dessus de l'orogène innuitien et de la Plate-forme de l'Arctique sera d'abord traité à une échelle régionale afin d'établir un lien entre cette région dans son ensemble et les régions voisines et, ensuite, à une échelle locale pour étudier plus en détails les caractéristiques qui lui sont particulières.

Des cartes régionales à petite échelle ont été établies à partir de données recueillies par les satellites POGO et MAGSAT (Langel et al., 1980; Langel et Thorning, 1982a; Coles et al., 1982; Coles, 1985; Haines, 1985). La figure 5D-1 montre une partie de carte MAGSAT tirée de Haines (1985). Ces cartes montrent que, régionalement, la province tectonique innuitienne est de faible intensité magnétique, c'est-à-dire que la magnétisation nette de la croûte est inférieure à la moyenne globale comme c'est le cas de la partie sud du bassin Canada (probablement une croûte océanique). Au contraire, de vastes régions de champ magnétique élevé s'observent dans le nord du Groenland, le long de la dorsale Alpha de l'océan Arctique et dans certaines parties sud et ouest du Bouclier canadien. Ces différences peuvent être attribuées à des variations dans la profondeur de l'isotherme de Curie (correspondant à la température au-dessus de laquelle la magnétite, le minéral magnétique le plus commun, se démagnétise) et, par conséquent, dans l'épaisseur de la «croûte magnétique». Par ailleurs, ces différences peuvent être dues à des compositions lithologiques nettement différentes (en ce qui concerne la proportion de magnétite présente) d'une région à l'autre, dans la partie de la croûte située au-dessus de l'isotherme de Curie. La présence à grande profondeur de roches sédimentaires (dont la teneur en magnétite a tendance à être faible) dans la région innuitienne, en particulier dans le bassin de Sverdrup, fait contraste avec celle des roches cristallines (souvent à haute teneur en magnétite) dans les régions adjacentes du Bouclier (Sander et Overton, 1965).

À une échelle un peu plus détaillée, les levés de haute altitude réalisés par la Direction de la physique du globe à Ottawa (Riddihough et al., 1973; Haines et Hannaford, 1974; Coles et al., 1976) et par la U.S. Coast and Geodetic Survey (King et al., 1966) mettent une fois de plus en évidence les variations relativement faibles des anomalies magnétiques dans la région innuitienne comparativement à celles enregistrées au-dessus du Bouclier précambrien, au sud, et de la dorsale Alpha et de la partie nord du bassin Canada, au nord.

Ces levés régionaux à petite échelle, réalisés par satellites et aéronefs d'altitude, fournissent le cadre régional à des levés plus détaillés effectués à plus faible altitude suivant des trajectoires moins espacées. En 1955, la Commission géologique du Canada a entrepris un programme de reconnaissance de 14 000 kilomètres linéaires couvrant l'archipel arctique et formant un quadrillage de lignes centré sur Resolute Bay (Gregory et al., 1961a, 1961b). Certaines trajectoires survolées par l'Université du Wisconsin (Ostenso, 1963; Ostenso et Wold, 1971) traversent des parties de la province innuitienne. En 1961, le gouvernement canadien a amorcé la mise en oeuvre d'un programme de levés aéromagnétiques au-dessus des îles arctiques et de la plate-forme continentale, au moyen de chaînes de navigation Decca et de lignes de vol espacées d'une distance variant d'un demi-mille à plus de deux-milles. En 1961, la partie ouest de la région avait été survolée de cette façon. Ces levés détaillés de faible altitude ont permis de recueillir la série de données la plus complète et facile d'accès sur les anomalies magnétiques de la région innuitienne (cartes aéromagnétiques de la CGC dans les zones 69, 78, 79, 89, 98, 99, 108, 109, 780 et 1000 du SNRC). D'autres levés magnétiques de faible altitude ont été effectués par le secteur privé. Le plus vaste a été entrepris par Pallister and Associates qui en a confié l'enregistrement aérien à la Geoterrex Ltd. à compter de 1969. La grande partie de cette zone a été survolée suivant un espacement de lignes de reconnaissance de 15 km environ, mais une grande partie de l'île Axel Heiberg et une partie de l'ouest de l'île d'Ellesmere ont été survolées suivant un quadrillage à mailles d'un mille sur trois (pour les noms géographiques, voir la figure 1, en pochette).

En 1964, un levé effectué à bord d'un navire dans le détroit de Lancaster et la baie de Baffin adjacente a été réalisé (Barrett, 1966) suivant un espacement des lignes de parcours de 10 km. Des données ont également été recueillies par navire dans la région du golfe Amundsen (Currie et Tiffin, 1974).

Coles, R.L.
1991: Champ aéromagnétique; dans chap. 5 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

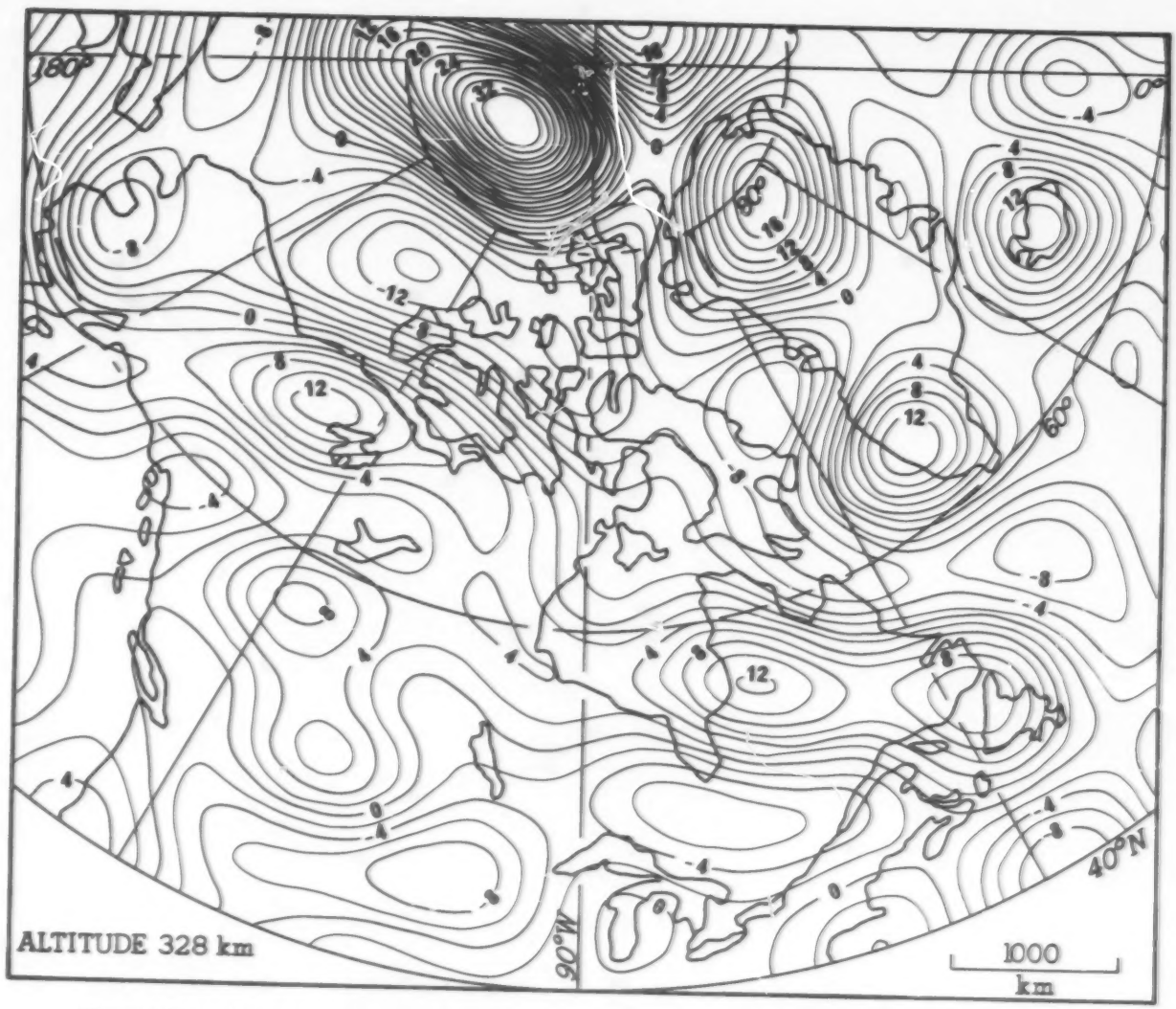


Figure 5D-1. Carte des anomalies magnétiques de l'Arctique canadien et du Groenland, construite à partir de données satellitaires MAGSAT, d'après Haines (1985). L'équidistance des isogammes est de 2 nanoteslas.

ANOMALIES MAGNÉTIQUES

La présentation la plus complète des anomalies magnétiques enregistrées au-dessus de l'orogène innuitien et de la Plate-forme de l'Arctique est la carte des anomalies magnétiques de l'Arctique canadien (McGrath et Fraser, 1981) que l'on peut facilement se procurer à la Commission géologique du Canada. Cette carte en couleurs figure, sous forme attrayante, les principales caractéristiques du champ des anomalies. La carte des anomalies magnétiques du Canada, 4e édition, (Dods et al., 1984) et la carte des anomalies magnétiques de l'Amérique du Nord (qui sera publiée dans le cadre de cette série) représentent, en couleurs elles aussi, ces anomalies dans le contexte du reste du continent. La figure 5D-2 est une version simplifiée (dérivée des cartes ci-dessus avec l'aide de D.J. Teskey et J. Halpenny) préparée à l'intention du présent volume. Les anomalies sont indexées au champ de référence géomagnétique international défini par Peddie (1982).

À première vue, la région se caractérise par plusieurs grands domaines à faible variation magnétique (200 nT ou moins) où les anomalies sont généralement étendues. D'autres domaines, par exemple, au-dessus du nord de l'île Axel Heiberg, au nord des îles Ellef Ringnes et Amund Ringnes, contiennent de nombreuses anomalies de courte longueur d'onde et à variations relativement fortes (voir, par exemple, Bhattacharyya, 1968).

Au sud et à l'est de l'orogène innuitien proprement dit, les signatures magnétiques du Bouclier précambien ressortent nettement à travers la plate-forme s'étendant au sud de l'île d'Ellesmere, dans la détroit de Jones et l'île

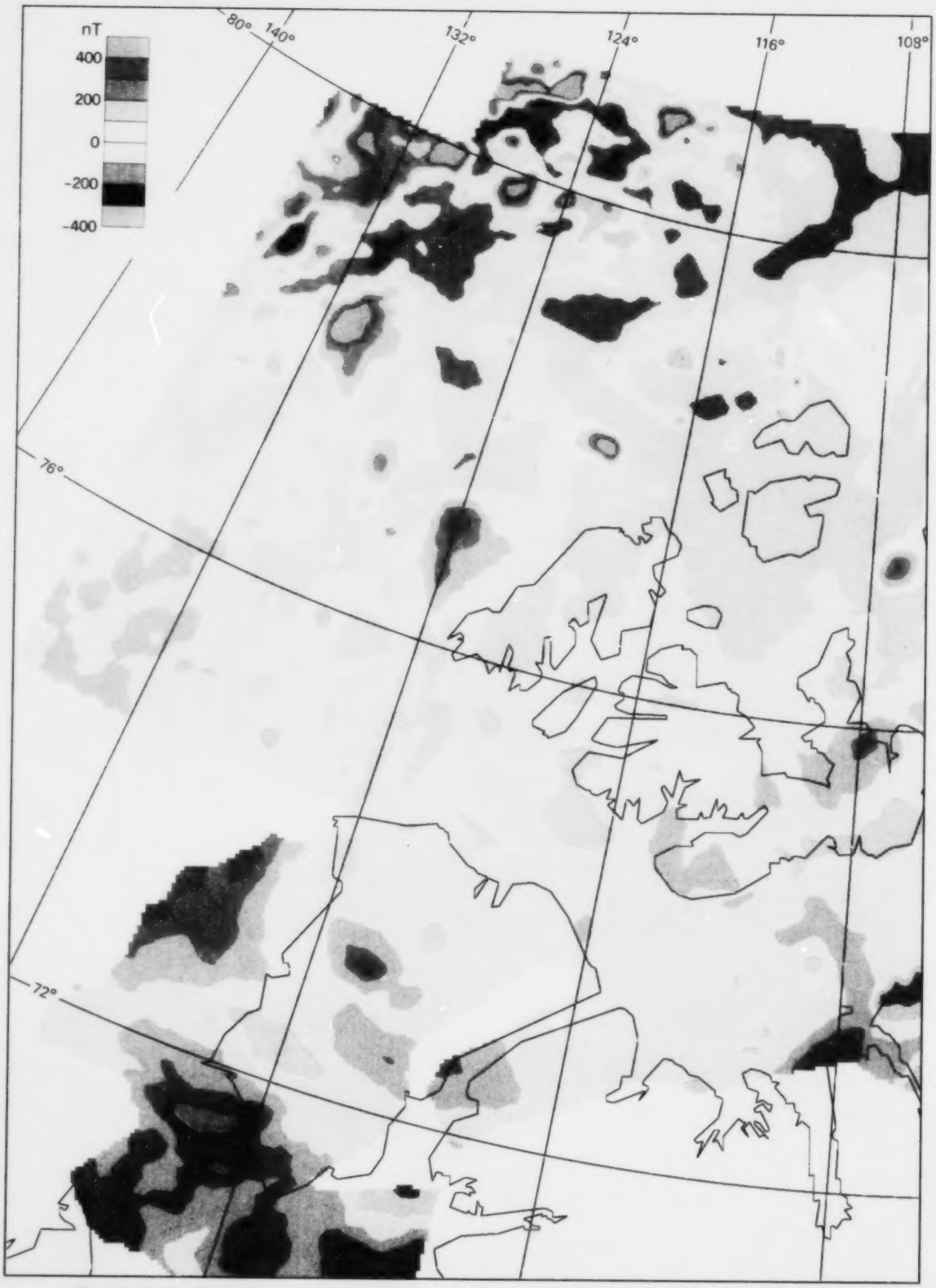
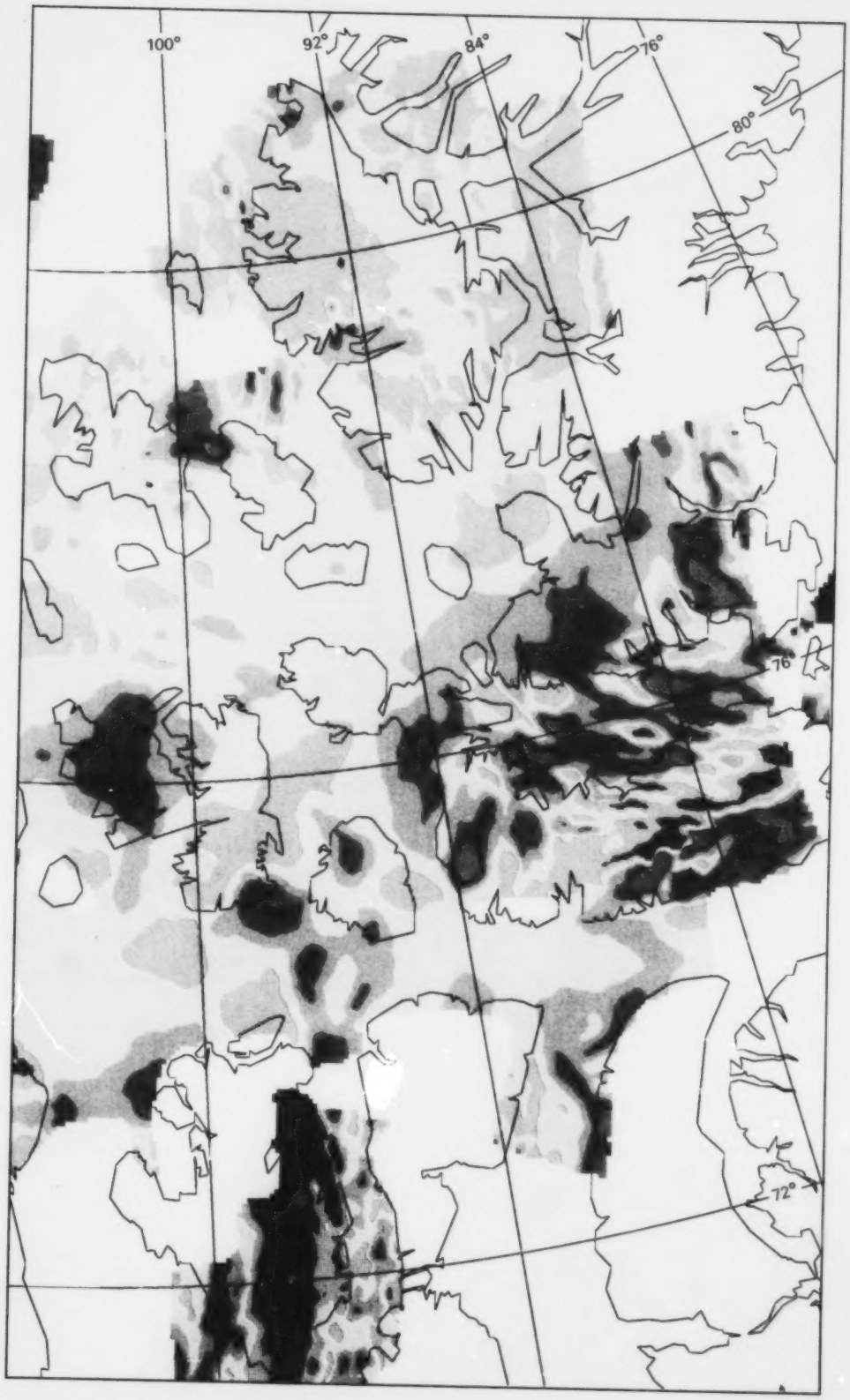


Figure 5D-2. Carte des anomalies magnétiques d'une partie de l'archipel arctique, construite à partir de données aéromagnétiques d'après McGrath et Fraser (1981). L'équidistance des isogammes est de 100 nanoteslas.


100°
92°
84°
76°
80°
76°
72°

Devon. Les faibles anomalies relevées au-dessus de presque toute la Plate-forme de l'Arctique, cependant, indiquent la présence de puissantes séquences sédimentaires. Une séquence arquée de faibles anomalies se trouve au-dessus de la partie sud de l'île Melville et au sud de l'île Bathurst. Selon Gregory et al. (1961b), l'arche Minto du Précambrien agit très peu sur le champ magnétique, étant recouvert en grande partie par quelques kilomètres de roches sédimentaires protérozoïques. Le basalte de Natkusiak au sommet de l'arche, ainsi que les filons-couches de diabase environnants, pourraient produire une signature magnétique; malheureusement, aucune donnée sur les anomalies magnétiques de cette région n'a été publiée. Une anomalie d'environ 800 nT a été enregistrée par Currie et Tiffin (1974) près de l'intersection des arches Coppermine et Minto (fig. 5D-2, près du coin gauche inférieur). L'anomalie de la pointe Pearce dans le sud du golfe Amundsen représenterait, d'après eux, une intrusion importante de diabase, semblable à celle proposée par Riddihough et Haines (1972), à environ 100 km vers le sud-ouest. Currie et Tiffin ont également fait mention d'un système d'anomalies de type dyke au sud-est de l'anomalie de la pointe Pearce dont la direction générale diffère de celle des dykes affleurant sur terre plus au sud. Les anomalies à direction nord prédominante, associées au soulèvement de Boothia, sont interrompues, contrairement aux directions structurales, par une faible anomalie à direction nord-est située en profondeur, dans le sud de l'île Bathurst et au nord de l'île Cornwallis. Cette direction peut être prolongée vers le nord-est jusqu'à l'île d'Ellesmere et, de ce fait, en s'orientant davantage vers le nord, le long d'une faible anomalie linéaire étroite qui marque la limite est du bassin de Sverdrup, du fjord Bay jusqu'au fjord Tanquary. Le champ de fortes anomalies qui s'étend au nord et à l'ouest de l'île Bathurst jusqu'à l'île Melville marque la limite sud du bassin de Sverdrup.

Au-dessus du centre du bassin de Sverdrup, les variations magnétiques sont faibles et les longueurs d'onde sont longues, à l'exception d'anomalies associées à certains éléments des couches sédimentaires (Forsyth et al., 1979). En effet, dans la partie centrale du bassin, le socle précambrien se situe à une telle profondeur et accuse une signature magnétique tellement uniforme que la structure du socle ne peut pas être déterminée à partir des données magnétiques. La surface du socle peut s'étendre à une profondeur au-delà de l'isotherme de Curie de sorte que les roches ont perdu leur magnétisme (Reford et al., 1972). Des études de la conductivité électrique indiquent des conductivités élevées dans la croûte supérieure des îles Prince Patrick et Melville (Niblett et Kurtz, chapitre 5E), signe de la présence d'une grande épaisseur de couches sédimentaires marines. Une variation dans la structure de la conductivité électrique semble correspondre à l'augmentation, vers le sud, du champ magnétique, probablement liée à la faible profondeur du socle cristallin, à la bordure sud du bassin de Sverdrup. Les températures élevées observées à des profondeurs intermédiaire et supérieure de la croûte dans certaines zones de la région (A. Judge, communication personnelle, 1985), peuvent également être à l'origine du faible champ magnétique.

Reford et al. (1972) font remarquer qu'il est relativement facile d'identifier les anomalies liées à la présence de matériaux magnétiques dans les séquences sédimentaires du fait de l'existence d'un faible champ magnétique régional prenant naissance dans le socle profond sous le bassin de Sverdrup. Le matériau magnétique est surtout composé de plusieurs types de roches intrusives. Il s'y trouve des cheminées et des massifs de roches basiques dont certains sont associés à des couches de matériaux magnétiques remontant presque jusqu'à la surface de la croûte actuelle. Reford et al. (1972) ont relevé au moins trois types de dykes: certains sont à découvert ou gisent à faible profondeur, certains se trouvent en subsurface et certains sont associés à des failles particulières. Dans l'est du bassin de Sverdrup, le magnétisme est principalement lié à la présence de filons-couches plissés. Dans une zone traversant la partie centre-nord du bassin, les anomalies sont couramment associées à des diapirs. Nombre de ces anomalies présentent des formes simples classiques.

La bordure de Sverdrup (chapitres 4, 5B, 13, 14), également appelée crête de Sverdrup (Hea et al., 1980), semble correspondre à la limite nord-ouest d'une région d'anomalies prononcées sur l'île Ellef Ringnes et au nord de celle-ci (Forsyth et al., 1979). Cette zone très magnétique traversant la plate-forme et se prolongeant vers le nord-ouest de l'île Ellef Ringnes coïncide avec une partie physiographique distincte du talus continental et avec des anomalies sismiques et gravimétriques à l'air libre. Les fortes anomalies observées sur le centre du nord-est de l'île Ellef Ringnes ont été corrélées à des dômes connus (Pallister et Bourne, 1972; Bourne et Pallister, 1973). D'autres exemples ont été présentés par Gregory et al. (1961b).

Une faible crête de direction nord-nord-ouest et à champ magnétique élevé longe le côté est de l'île Axel Heiberg; elle est représentée très clairement sur la carte de McGrath et Fraser (1981). Elle sépare une région de faibles anomalies à direction nord-nord-ouest, à l'ouest, d'une région de faibles anomalies de direction nord-nord-est à nord-est, à l'est. Cette crête de champ magnétique élevé pourrait être associée au flanc oriental de l'arche Princess Margaret, un relief structural (chapitre 17, fig. 17-1). Ces anomalies de direction différente semblent être associées aux directions structurales décrites par Trettin et al. (1972, p.134).

Des anomalies supérieures à 200 nT enregistrées dans la région de la baie Strand, dans le centre-ouest de l'île Axel Heiberg, peuvent être associées à la présence de basalte de la Formation de Strand Fiord du Crétacé supérieur (Ricketts et al., 1985).

Un examen approfondi du champ magnétique de la partie ouest du bassin de Sverdrup met en évidence de nombreuses formes linéaires. Bhattacharyya (1968) a fait correspondre une série d'anomalies linéaires au nord de l'île Ellef Ringnes à un réseau de dykes. Reford (1967) et Reford et al. (1972) ont délimité une série d'anomalies linéaires faibles s'étendant de l'île Melville à l'île Ellef Ringnes. Forsyth et al. (1979) ont considéré ces anomalies en fonction de données gravimétriques et sismiques pour conclure que l'«arche de Gustaf-Lougheed» (voir les chapitres 5A, 5C) est recoupée par des éléments géologiques imposants en forme de dyke. Balkwill et Fox (1982) ont relevé une coïncidence entre des anomalies et des failles normales et des grabens. Nombre de ces éléments correspondent à des anomalies magnétiques positives d'environ 10 nT et s'étendent sur plus de 3 km de largeur et jusqu'à 160 km de longueur. Forsyth et al. (1979) ont indiqué que même si la direction de plusieurs de ces formes s'oriente

vers le nord-nord-est, un groupe d'anomalies entre l'île Borden et l'île Ellef Ringnes s'oriente davantage vers le nord-est. L'une de ces anomalies coïncide avec un graben tertiaire dans l'île Borden, tandis que dans la presqu'île Sabine, au sud, une autre coïncide avec un dyke gabbroïque du Crétacé précoce. Forsyth et al. (1979) en ont conclu que les structures les plus septentrionales pourraient être des formes plus récentes. Balkwill et Fox (1982) ont émis comme hypothèse que les formes à direction générale nord-est témoignent de la présence d'une zone de rift embryonnaire de longue durée dans des roches du Carbonifère et Crétacé supérieur, dans l'ouest du bassin de Sverdrup.

Une forme particulièrement importante, à l'ouest de l'île Lougheed, correspond à une anomalie de 300 nT de forme classique. Selon l'interprétation de McGrath et Hood (1973), il s'agirait d'une intrusion basique fortement aimantée (4A/m) dont le sommet se trouverait à une profondeur d'environ 15 km. Son étendue latérale atteindrait environ 15 km sur 30 km. Il s'agit d'un batholite, probablement lié à une activité diapirique, qui a pu, comme le soulignent McGrath et Hood, avoir des effets tectoniques et peut-être thermiques sur les roches sédimentaires qu'il recoupe.

Les données magnétiques recueillies au-dessus du détroit de Lancaster (Barrett, 1966) indiquent que le détroit correspond à une structure importante en forme de demi-graben caractérisée par un déplacement vertical d'environ 8 km du côté nord et donnant lieu à un certain déplacement nord-sud entre les îles Baffin et Devon.

RÉSUMÉ

Dans le domaine magnétique, l'orogène innuitien et la Plate-forme de l'Arctique constituent l'une des zones les plus stables de la croûte terrestre. Le faible magnétisme régional est dû en grande partie à la présence non seulement de dépôts très épais de sédiments marins, dans presque tout le bassin de Sverdrup, mais également à des séquences sédimentaires épaisses sur la Plate-forme de l'Arctique. Les vastes régions de champ magnétique élevé au sud du bassin de Sverdrup indiquent la présence de crêtes de socle cristallin.

E. ANOMALIES DE LA CONDUCTIVITÉ

E.R. Niblett et R.D. Kurtz

INTRODUCTION

À l'exception des minéraux semi-métalliques comme les sulfures et le graphite, la plupart des matériaux rocheux sont très peu conducteurs de l'électricité. Cependant, la conductivité électrique des roches de la croûte supérieure dépend moins de leur composition chimique que de la quantité d'eau qu'elles contiennent. Par conséquent, les roches sédimentaires et les sédiments de surface non consolidés ont tendance à être plus conducteurs, d'au moins deux fois, que les roches métamorphiques et ignées cristallines, du fait de leur porosité et de leur teneur en eau plus élevées. Les minéraux argileux, lorsqu'humides, et les matériaux hydratées comme la serpentine sont également d'assez bons conducteurs. Le facteur critique pour la détermination des propriétés électriques des matériaux de la croûte est la conductivité des fluides (électrolytes) qui imprègnent la roche ou le sol.

Les espaces créés dans un massif rocheux par les fissures et les fractures deviennent conducteurs lorsqu'ils sont remplis d'eau souterraine. La conductivité dépend très peu du type de roche ou de la teneur en minéraux mais plutôt de la façon dont les fractures sont reliées entre elles pour former un parcours continu pour le passage d'un courant électrique. Les éléments continus tels que failles, zones de cisaillement et fractures de contact, dont certaines s'étendent sur des centaines de kilomètres, peuvent, pour cette raison, présenter une conductivité beaucoup plus efficace que la roche encaissante environnante. Les conducteurs de ce type correspondent à des zones de faiblesse dans la croûte, atteignant parfois de grandes profondeurs sans toutefois transparaître dans la géologie de surface. Cependant, leur présence dans des formations proches de la surface a été confirmée par des levés électriques aéroportés et, dans les formations profondes, par des méthodes d'induction électromagnétique naturelle, notamment des analyses des variations magnétiques et des sondages magnétotelluriques.

De nombreuses zones de conductivité élevée dans la croûte inférieure et le manteau supérieur ont été localisées par des sondages électromagnétiques profonds (Edwards et al., 1980; Garland, 1981; Kurtz, 1982). Les fluides jouent probablement un rôle important dans la croûte profonde même si, jusqu'à récemment, il était généralement admis que la perméabilité due aux pores et aux fractures qui les relient se trouvait empêchée par les fortes pressions. Un forage profond dans la presqu'île Kola en Union Soviétique a révélé des quantités importantes d'eau et de roches fracturées à des profondeurs atteignant 9 km. La fusion partielle peut facilement faire doubler la conductivité globale des roches. Ce phénomène peut expliquer les fortes conductivités relevées dans la croûte dans les régions à gradient géothermique élevé. La fusion partielle pourrait également être à l'origine d'une augmentation de la conductivité observée par de nombreux chercheurs dans le manteau supérieur, et associée à l'asthénosphère.

Les variations naturelles ou transitoires du champ géomagnétique sont causées par des courants électriques créés par le rayonnement solaire dans l'ionosphère et magnétosphère de la haute atmosphère. Leur faible

Niblett, E.R. et Kurtz, R.D.
1991: Anomalies de la conductivité; dans chap. 5 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

fréquence les situe à l'extrémité inférieure du spectre des ondes électromagnétiques, leur périodicité variant d'une seconde à plusieurs heures, jours ou mois. Il y a plus de 100 ans, Horace Lamb (1883) a énoncé le problème de l'induction électromagnétique dans une Terre sphérique due aux variations du champ externe. Par la suite, Schuster (1908) a appliqué cette théorie aux données sur les variations journalières (Sq) recueillies par les observatoires du champ magnétique. Il a été en mesure de montrer que les variations magnétiques observées à la surface pouvaient être classées selon leur origine, externe ou interne, et que les variations d'origine interne sont causées par des courants électriques induits dans la Terre par les variations d'origine externe du champ. Ces courants (telluriques) induits et leur champ magnétique associé peuvent pénétrer dans la Terre jusqu'à une profondeur qui dépend de leur fréquence et de la conductivité électrique de la roche. Ces calculs, d'abord appliqués par Schuster et perfectionnés par la suite par d'autres chercheurs, constituent un moyen de déterminer la conductivité électrique à l'intérieur de la Terre jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de kilomètres à condition d'inclure dans l'analyse des données recueillies sur de longues périodes (plus de 24 heures).

Au début des années 50, Rikitake et ses collègues du Japon, et Bartels et ses coéquipiers du nord de l'Allemagne, ont découvert l'existence d'anomalies de variations géomagnétiques locales (Rikitake, 1966, chapitre 19). Ces anomalies se caractérisent par de grandes différences dans les variations géomagnétiques enregistrées à certaines périodes, en particulier dans la composante verticale, sur des distances ne dépassant pas quelques dizaines de kilomètres. Les observations indiquent que des perturbations locales de la géométrie des courants telluriques se déplaçant dans la croûte ou le manteau supérieur sont causées par d'importantes hétérogénéités de la conductivité électrique. Lorsque les données disponibles proviennent d'un réseau de magnétomètres qui tous, enregistrent les trois composantes des variations du champ magnétique, il est possible d'identifier les régions où se concentrent les courants telluriques et de les cartographier. Des expériences semblables réalisées dans la province innuitienne ont montré que cette région comporte de vastes zones de conductivité électrique élevée, zones qui sont sûrement associées à d'importants éléments structuraux de la croûte.

ATTRIBUTS ET DISTRIBUTION DES ANOMALIES DANS L'ARCTIQUE

On a découvert d'importantes anomalies d'induction géomagnétique dans la province innuitienne lorsque des observatoires du champ magnétique ont été mis en service à Alert, dans le nord-est de l'île d'Ellesmere (Whitham et Andersen, 1962), et à Mould Bay (MLB à la fig. 5E-2), dans l'île Prince Patrick (Whitham, 1963).

À Mould Bay, l'effet d'induction le plus évident est une forte et persistante atténuation de la force magnétique verticale (Z) pour des périodicités d'environ 5 à 10 mn. (DeLaurier et al., 1974; 1980). Dans le cas de périodes plus longues, l'énergie verticale augmente plutôt rapidement, pour se stabiliser à une période proche de 100 mn. Les magnétogrammes analogiques de la composante verticale provenant de cet observatoire ont par conséquent une apparence adoucie ou filtrée lorsqu'on les compare aux traces de la force horizontale (H). Cet effet est illustré à la figure 5E-1 où les densités d'énergie $|\frac{Z}{H}|$ d'un certain nombre de stations réparties dans les îles de la Reine- Élisabeth sont comparées entre elles. Il est à noter que les valeurs recueillies à Isachsen (ISN) sont semblables à celles de Mould Bay. Une suppression aussi forte des variations verticales enregistrées sur de courtes périodes caractérise les magnétogrammes enregistrés sur la glace de mer par des fonds de 1000 m ou plus. Sur terre, un tel effet suppose l'existence de couches très épaisses, particulièrement conductrices, dans la croûte supérieure ou intermédiaire.

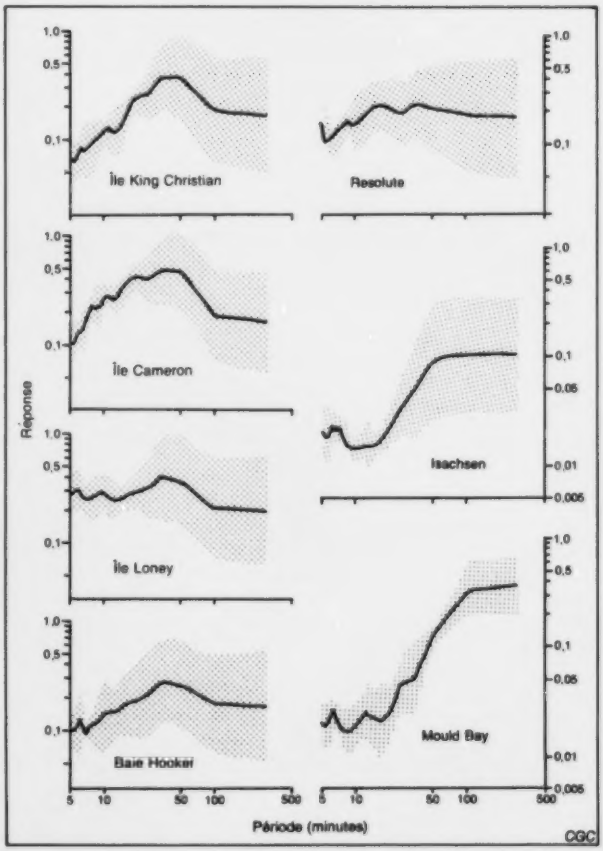


Figure 5E-1. Rapport des densités d'énergie $|\frac{Z}{H}|$ mesurées à six stations dans l'archipel arctique. Les zones ombragées représentent un écart-type de ±1. D'après DeLaurier et al., 1980, p. 1645.

À plusieurs stations dans l'ouest de l'archipel arctique, indiquées par des cercles à la figure 5E-2, on a relevé des variations verticales fortement supprimées pour des périodes proches de 10 mn. À d'autres stations où des variations du champ magnétique ont été enregistrées, cet «effet de Mould Bay» n'est pas observé, indiquant que la croûte sous-jacente à ces stations est beaucoup moins conductrice. Ces données révèlent donc que, au sein même de

la province innuitienne, la structure ou la composition de la croûte diffère énormément.

L'anomalie d'induction relevée à Alert est caractérisée par une tendance persistante du champ de variations horizontales à subir à la fois une forte amplification et polarisation vers le nord-ouest. Par conséquent, les magnétogrammes des composantes nord (X) et est (Y) ont tendance à se refléter l'une l'autre quel que soit l'endroit dans le voisinage d'alert. Cette anomalie a été attribuée à un massif conducteur de forme allongée et relativement bidimensionnel, situé dans la croûte, orienté vers le nord-est et traversant la partie septentrionale de l'île d'Ellesmere jusque dans la mer de Lincoln (Niblett et al., 1974). Les variations de la force verticale (Z) sont supprimées près de l'axe de l'anomalie mais elles sont très importantes sur ses flancs et inverses sur les côtés opposés. Près d'Alert, le conducteur mesure environ 100 km de large. L'anomalie a été cartographiée sur une distance dépassant 500 km, depuis le fjord Greeley jusqu'à la plate-forme continentale de la mer de Lincoln. Son emplacement est indiqué à la figure 5E-2.

FONCTIONS DE TRANSFERT GÉOMAGNÉTIQUES ET STRUCTURES DE LA CROÛTE

Dans les études de l'induction électromagnétique naturelle dans la croûte, le concept de fonction de transfert est associé à l'observation selon laquelle, à de nombreux emplacements, les trois composantes du champ de variation géomagnétique affichent une tendance persistante d'interdépendance linéaire. Cette tendance a été démontrée pour la première fois autour de la côte australienne par Parkinson (1959). Par la suite, des relations empiriques telles que

$$Z = AX + BY$$

ont été utilisées par de nombreux chercheurs pour étudier les anomalies d'induction locales et leurs implications structurales. Dans cette relation, X, Y et Z sont des représentations du domaine de fréquence du nord géographique, de l'est géographique et des composantes verticales du champ. La paire de nombres (A, B) est appelée fonction de transfert géomagnétique. De façon générale, il s'agit de nombres complexes qui dépendent de la fréquence. Ils peuvent être facilement convertis en quasi-vecteurs ou «vecteurs d'induction» dont la magnitude exprime le degré de corrélation entre les variations et directions verticales et horizontales régies par la répartition locale de la conductivité électrique dans la croûte (Everett et Hyndman, 1967). Le vecteur d'induction en phase a tendance à pointer vers les régions de forte densité de courant près de la station d'enregistrement, c'est-à-dire vers les régions de forte conductivité électrique. Les vecteurs d'induction ou fonctions de transfert servent souvent à l'étude des éléments locaux et régionaux de la croûte, tels que failles, dykes, grabens, littoraux réservoirs géothermiques et autres hétérogénéités structurales distinctives. Ces formes structurales sont en général associées à de fortes variations de la conductivité électrique qui influent sur la répartition des courants électriques dans la croûte ou dans le manteau supérieur et qui, par conséquent, ont des effets sur les variations du champ magnétique observées à la surface. Lorsque des variations magnétiques sont enregistrées sur des structures qui sont plus ou moins uniformes, sur des distances horizontales considérables comparativement à la profondeur de pénétration, la corrélation entre les variations des composantes verticale et horizontale est en général très faible et les vecteurs d'induction ont tendance à disparaître.

DONNÉES SUR LES FONCTIONS DE TRANSFERT DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

Les vecteurs d'induction en phase sont indiqués pour quatre régions à la figure 5E-2 :

1) À une période de 64 mn, pour un profil de 15 stations traversant l'île de Victoria, l'île Banks et la plate-forme continentale jusqu'au fond de l'océan (mer de Beaufort).

2) À une période de 37 mn, pour une série de neuf stations traversant les îles Melville, Eglinton et Prince Patrick et incluant l'observatoire de Resolute Bay (RES) dans l'île Cornwallis (DeLaurier et al., 1974).

3) À une période de 90 mn pour une série de six stations allant de Resolute Bay à Isachsen. Le vecteur de 90 mn à l'observatoire de Mould Bay vise à établir une comparaison avec ces stations (DeLaurier et al., 1980).

4) À une période moyenne d'environ 70mn pour une série de 18 stations réparties dans l'île d'Ellesmere et la mer de Lincoln, près de l'anomalie d'Alert (Praus et al., 1971; Niblett et al., 1974).

Tous les vecteurs d'induction des profils de Beaufort-Banks-Victoria et de Isachsen-Resolute ont tendance à pointer vers le nord et le nord-ouest, vers la haute mer. Dans le cas du profil Prince Patrick-Melville-Resolute, la majorité des vecteurs sont petits et pointent vers l'ouest. Les plus grands vecteurs, à la baie Sabine (SB) et à la baie Weatherall (WB), sont orientés vers l'ouest et le nord-ouest respectivement. La figure 5E-3 montre, pour ces trois profils, l'amplitude des vecteurs en phase le long d'une direction perpendiculaire à l'isobathe de 1000 m (c'est-à-dire le talus continental). Les amplitudes maximales se situent à la station n° 7, au centre de l'île Banks, pour le premier profil, sur la baie Sabine pour le deuxième, et sur l'île Cameron, pour le troisième. Ces données indiquent qu'un changement abrupt de la conductivité électrique doit se produire dans la croûte près de ces stations où reposent des roches conductrices, au nord-ouest, et des roches moins conductrices, au sud-est. Le profil de Beaufort-Banks-Victoria indique très peu de changements dans les fonctions de transfert en phase à travers le talus continental (stations n° 1 à 4) mais une valeur maximale secondaire a été enregistrée à la station n° 5, au cap Prince Alfred. Cette réponse améliorée est fort probablement causée par une concentration de courants induits dans l'eau de mer, près de cette forme littorale importante (Chan et al., 1981).

En traçant sur chaque profil une ligne qui relie les différents points où les vecteurs d'induction atteignent leur amplitude maximale, il se dégage une zone de transition étroite s'étendant vers le nord-est, du centre de l'île Banks au-delà du bassin de Sverdrup, et vers l'intérieur des terres sur une distance d'environ 400 km à partir du talus continental. De plus, il ressort nettement que ces stations où l'on observe plusieurs amplitudes atténuées de la composante verticale enregistrée sur une courte période (celles représentées par des points noirs à la figure 5E-2)

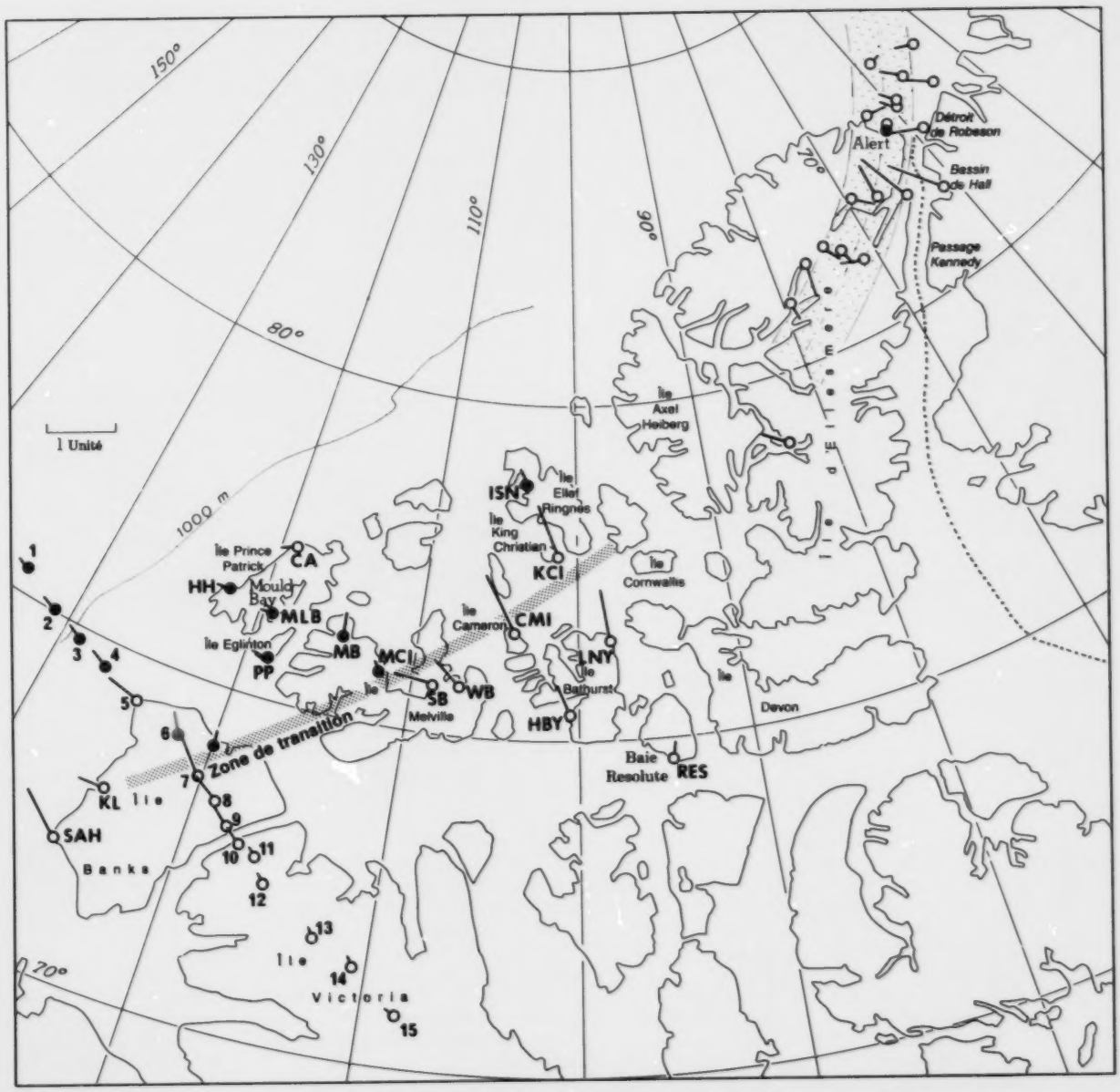


Figure 5E-2. Les cercles indiquent les stations où les variations géomagnétiques des composantes X, Y et Z ont été enregistrées sur de courtes périodes (de l'ordre de quelques jours à quelques semaines). Des stations permanentes d'observation du champ magnétique se trouvent à Alert, à Resolute Bay et à Mould Bay. Les stations où il y a forte suppression des variations en Z sur de courtes périodes sont indiquées par un cercle plein; toutes les autres stations sont représentées par un cercle vide. La bande estampée marque la zone de transition. La longueur et la direction des vecteurs d'induction correspondant à des périodes plus longues (voir le texte) sont représentées, à chaque station, par des lignes radiales.

se trouvent toutes du côté océanique de cette zone de transition. Cela confirme la présence d'épaisses couches de matériaux très conducteurs dans la croûte de cette région. Le fait que le talus continental de la mer de Beaufort ne soit pas associé à une augmentation importante de la fonction de transfert en phase indique que sous le fond océanique et la plate-forme de l'île Banks se trouve une croûte conductrice qui pourrait se prolonger vers l'intérieur jusqu'à la zone de transition.

La moyenne vectorielle des vecteurs d'induction indiqués à la figure 5E-2, aux stations d'enregistrement situées près de l'anomalie d'Alert dans l'île d'Ellesmere et au-dessus de la mer de Lincoln, a été calculée à partir des résultats obtenus aux périodes de 22, 36, 65, 90 et 144 minutes. Les effets observés ont peu varié en fonction de la fréquence. Les variations de la composante verticale sont sujettes à une inversion de phase sur les côtés opposés de l'anomalie, telle que révélée par les vecteurs. Ces données révèlent la présence de courants électriques persistants à forte concentration dans la croûte, entre le fjord Greeley et la mer de Lincoln, produisant une zone d'anomalies d'environ 100 km de largeur. L'anomalie de la composante verticale peut s'expliquer par un courant uniforme se déplaçant dans un conducteur de section rectangulaire dont la résistivité ne dépasse pas 4 ohm-mètres (Niblett et al., 1974). Ce conducteur devrait mesurer environ 10 km d'épaisseur et 100 km de largeur et son sommet devrait se trouver à une profondeur de près de 10 km. Comme il est difficile de déterminer les profondeurs avec des modèles de ce type, un conducteur qui s'étendrait plus près de la surface permettrait une meilleure correspondance des données. Après avoir analysé les anomalies de la conductivité électrique à une échelle globale, Porath et Dziewonski (1971) et Hutton (1976) ont proposé comme cause de l'anomalie d'Alert la concentration des courants vers l'étroit passage séparant l'île d'Ellesmere du Groenland. Les observations faites sur le terrain n'appuient cependant pas cette hypothèse. L'axe des anomalies se situe tout à fait à l'ouest des passages Robeson et Kennedy comme l'illustre la figure 5E-2, et peut être retracée sur au moins 100 km au-dessus de la plate-forme de la mer de Lincoln, bien au-delà de l'entrée des passages. Un conducteur modèle représentant l'eau de mer dans ces passages flanqué de part et d'autre de blocs de croûte à résistivité élevée ne peut pas reproduire la répartition observée des fonctions de transfert géomagnétiques et des vecteurs d'induction (Niblett et al., 1974).

On ne sait pas jusqu'où s'étend l'anomalie vers le sud-ouest, au-delà des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg, ou vers le nord-est, au-delà de la plate-forme continentale. Cependant, la partie cartographiée suit de près la direction d'une anomalie positive de Bouguer orientée vers le nord-est, traversant l'île d'Ellesmere jusque dans la mer de Lincoln (Sobczak et Stephens, 1974; L.W. Sobczak, communication personnelle, 1985). L'axe de l'anomalie d'induction coïncide également avec l'anomalie magnétique négative allongée, observée au-dessus du nord de l'île d'Ellesmere, basée sur des mesures prises par le satellite POGO et séparant l'anomalie magnétique positive du Groenland septentrional, à l'est, de l'anomalie positive observée sur la dorsale Alpha, au nord-ouest (Langel et Thorning, 1982b). Ces données géophysiques réunies révèlent la présence d'une structure

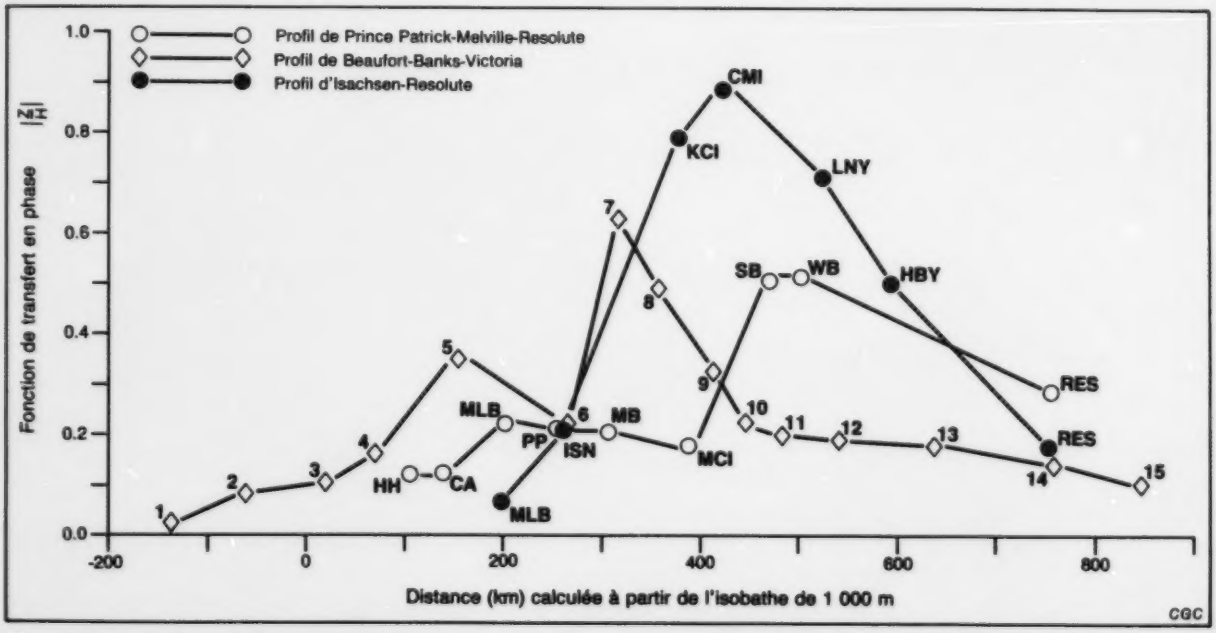


Figure 5E-3. Projection des fonctions de transfert en phase dans une direction perpendiculaire à l'isobathe de 1000 m. Trois profils de la partie ouest de l'archipel arctique sont considérés. Les fonctions de transfert correspondent à une période de 64 minutes pour le profil Beaufort-Banks-Victoria, de 37 minutes pour celui de Prince Patrick-Melville-Resolute et de 90 minutes pour celui d'Isachsen-Resolute.

importante à direction nord-est dans la croûte, quelque part à l'ouest du détroit de Nares, qui s'étendrait du fjord Greeley jusqu'à la mer de Lincoln en passant par Alert.

DISCUSSION

Les données sur les variations magnétiques recueillies à ce jour dans l'archipel arctique canadien ont sans aucun doute permis de délimiter certaines anomalies crustales importantes de la croûte. Une zone de transition étroite séparant un régime continental (du moins en ce qui concerne les effets d'induction), au sud, d'un régime de conduction plus élevé, au nord, a été tracée à travers le nord de l'île Banks vers la partie centrale du bassin de Sverdrup. Un conducteur important de la croûte, étroit et allongé, a été cartographié à travers le nord de l'île d'Ellesmere et dans une partie de la plate-forme de la mer de Lincoln. Les données recueillies sont insuffisantes pour déterminer s'il existe un lien entre l'anomalie de l'île d'Ellesmere et la mer de Lincoln et la zone de transition cartographiée dans la partie ouest des îles arctiques. La conductivité électrique inhabituellement forte relevée dans la croûte, et peut-être dans le manteau supérieur, est associée à la fois à l'anomalie d'Ellesmere et à celle du bassin de Sverdrup qui s'étend au nord de la zone de transition. Ces massifs conducteurs sont sûrement épais, peut être de 5 à 10 km, mais leur profondeur reste à préciser. Il est possible qu'une croûte très conductrice s'étende de la mer de Lincoln, dans le nord-est, jusqu'au coin nord-ouest de l'île Banks, à travers l'archipel arctique.

Les liens qui existent entre ces anomalies et la géologie régionale, tels que traités dans d'autres chapitres, seront maintenant abordés.

L'anomalie d'Alert coïncide avec la partie centrale de la zone de plissement de Hazen et sa direction est parallèle aux directions structurales de cette dernière (chapitres 8C, 12E). Les affleurements dans cette zone de plissement sont composés de flysch très plissé de la Formation de Danish River du Silurien et de sédiments de bassin à faible remplissage sédimentaire de la Formation de Hazen de la partie supérieure du Cambrien inférieur au Silurien inférieur. Cette anomalie pourrait coïncider avec le changement de faciès masqué relevé entre les sédiments de plate-forme du Cambrien inférieur du Groupe d'Ellesmere, affleurant dans le sud-est de la zone de plissement, et les sédiments d'eau profonde de la Formation de Grant Land du Cambrien inférieur, affleurant dans le nord-ouest de cette même zone de plissement. (Ces deux unités sont sous-jacentes à la Formation de Hazen.) Toute la séquence mesure probablement plus de 5 km d'épaisseur stratigraphique et pourrait dépasser 15 km d'épaisseur structurale. La séquence a perdu son eau de formation et sa porosité au cours d'intenses déformations du Paléozoïque moyen et ne contient pas, selon les données recueillies, des quantités importantes de minéraux hydratés. Elle contient, toutefois, des ardoises gris foncé contenant de la matière organique, laquelle a pu se transformer en graphite et, par conséquent, devenir conductrice en profondeur. Le socle, stratigraphique ou structural, de ces roches n'est pas connu, mais on ne peut pas exclure la possibilité qu'il se trouve en profondeur un basalte océanique conducteur, marquant la limite d'une plaque ancienne (Niblett et al., 1974).

Du point de vue structural, ce n'est pas une simple coïncidence si une anomalie gravimétrique positive de Bouguer, une importante anomalie aéromagnétique fortement négative et une anomalie d'induction bien définie longent toutes la zone de plissement de Hazen. Miall (1983) a indiqué que la grande partie du mouvement coulissant prévu par les modèles géophysiques de l'expansion du fond océanique dans la région de la mer du Labrador et de la baie de Baffin a pu avoir lieu le long de failles parallèles au grain structural régional dans le nord et le centre de l'île d'Ellesmere (chapitre 17). Si le plateau de Hazen a été le siège d'une déformation de la croûte de ce type durant le Paléogène, cela expliquerait d'une façon générale les anomalies géophysiques relevées dans cette région et le faible déplacement des marqueurs géologiques paléozoïques situés sur les côtés opposés du détroit de Nares. Il serait donc raisonnable d'émettre comme hypothèse que la source de la forte conductivité électrique est associée à un important réseau de fractures remplies de fluides dont la profondeur dans la croûte atteint plus de 10 km. Cependant, même si l'emplacement et la direction de l'anomalie d'induction sont compatibles avec l'hypothèse d'un mouvement coulissant paléogène, les données géologiques révélant de tels déplacements sont encore insuffisantes pour confirmer cette hypothèse (chapitre 17).

Dans le sud-ouest de la région, le lien à établir entre la limite de conductivité cartographiée et la géologie de surface est ambigu. Sur l'île Banks, la limite entre la croûte conductrice et non conductrice coïncide dans une certaine mesure avec la limite géologique séparant les couches crétacées et tertiaires dans la partie nord-est de la région. En profondeur, cette limite coïncide en général avec la limite sud-est d'une unité de chert et de shale du Dévonien inférieur à moyen formée en eau profonde (Formation de Nanuk de Miall, 1976) et sus-jacente à des roches carbonatées de plate-forme. Par ailleurs, dans l'île Melville et dans le centre du bassin de Sverdrup, la limite recoupe les directions stratigraphiques et structurales. Sobczak et Overton (1984) ont constaté que, dans le centre du bassin de Sverdrup, les formations sédimentaires peuvent dépasser 15 km de profondeur. Des diagraphies de puits indiquent que ces sédiments ont tendance à posséder une porosité, une teneur en fluides et une conductivité plus élevées que les formations dévoniennes ou plus anciennes se trouvant plus au sud (DeLaurier et al., 1980).

Plus à l'ouest, dans les îles Melville, Eglinton, Prince Patrick et Banks, les séquences sédimentaires phanérozoïques sont beaucoup plus minces, mais les données sur la variation magnétique correspondent encore à une forte conductivité dans certaines parties de la croûte (incluant les sédiments protérozoïques) et peut-être dans le manteau supérieur. Bien que les estimations de la profondeur à partir de ces données soient douteuses, les modèles suivants de DeLaurier et al. (1974) indiquent qu'aux stations d'anomalie la supression de la composante verticale enregistrée sur courte période est compatible avec la présence d'une couche conductrice mince (de 1 à 2 km) à une profondeur d'environ 5 km et d'un conducteur plus épais dans le manteau supérieur. La zone de transition cartographiée à la figure 5E-2 est fondée sur les vecteurs d'induction découlant de variations magnétiques de durée relativement longue (de 37 à 90 min) qui pourraient subir l'influence de conducteurs peu profonds ou profonds. L'absence d'une forte corrélation avec la géologie de surface de l'ouest de l'Arctique donne l'impression qu'il s'agit d'une forme profonde très ancienne, peut-être précambrienne

qui n'est révélée que par endroits dans la géologie phanérozoïque.

Des successions épaisses de sédiments marins perméables sont probablement à l'origine, d'une partie du moins, de la forte conductivité observée dans le sud-ouest de l'archipel arctique. Il faudra recueillir des données magnétotelluriques supplémentaires permettant des estimations plus précises de la profondeur et une modélisation améliorée, pour déterminer si la croûte inférieure ou le manteau supérieur influent sur les anomalies observées.

F. DÉPLACEMENTS DU PÔLE NORD MAGNÉTIQUE

L.R. Newitt et E.R. Niblett

Les pôles magnétiques nord et sud sont des points à la surface terrestre où l'inclinaison magnétique est de 90°. Leur position varie constamment, étant sujette à des variations diurnes (journalières), saisonnières et séculaires (longue durée). La première détermination directe du pôle Nord magnétique a été faite en 1831 par James Ross (1834), sur la côte ouest de la presqu'île de Boothia, au nord de l'île King William. Durant le XX^{e} siècle, cinq déterminations supplémentaires ont été faites (Barraclough et Malin, 1981; Newitt et Niblett, 1986). Ces observations montrent que de 1904 à 1984, le pôle s'est déplacé d'environ 750 km vers le nord ou le nord-ouest, à une vitesse moyenne de 9,4 km par année (fig. 5F-1). Ce déplacement est le résultat d'une variation séculaire du champ magnétique terrestre, définie comme une lente modification en intensité et en direction qui varie dans le temps et l'espace. La cause de cette variation séculaire continue de faire l'objet de recherches actives mais l'on croit qu'elle serait liée aux déplacements de fluides dans le noyau externe du globe terrestre qui sont également à l'origine du champ magnétique lui-même.

Le déplacement diurne moyen par rapport à la position moyenne de 1984 est montré à la figure 5F-2 (Newitt et Niblett, 1986). Au cours d'une journée «calme» moyenne, le pôle se déplace de 12 km de sa position moyenne, mais au cours d'une journée «agitée» moyenne, le déplacement peut atteindre 50 km. Ces déplacements sont attribués à l'effet des systèmes de courants ionosphériques (Dawson et Newitt, 1978, 1982).

Du fait de la mobilité du pôle Nord magnétique et de la faiblesse du champ magnétique dans l'Arctique, le compas magnétique est un instrument peu fiable à utiliser en navigation ou pour effectuer des études détaillées en géologie structurale ou sédimentologique. Les déplacements du pôle observés ont également de fortes répercussions sur l'évaluation des données paléomagnétiques.

Newitt, L.R. et Niblett, E.R.
1991: Déplacements du pôle Nord magnétique; dans chap. 5 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

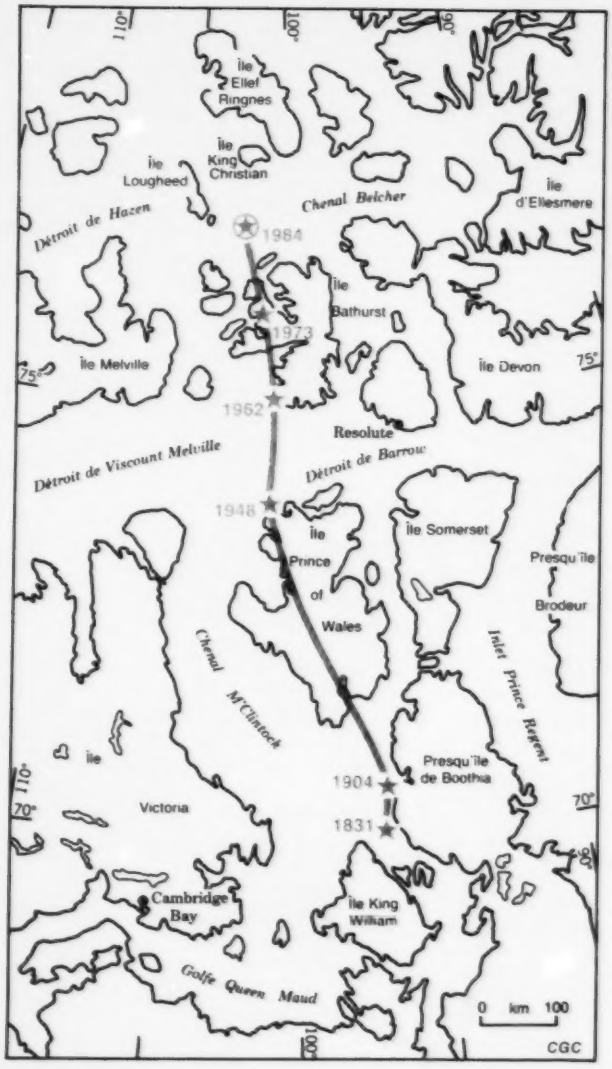


Figure 5F-1. Mouvement séculaire du pôle Nord magnétique. Les dates indiquent la position du pôle déterminée à partir de levés locaux (tiré de Newitt et Niblett, 1986).

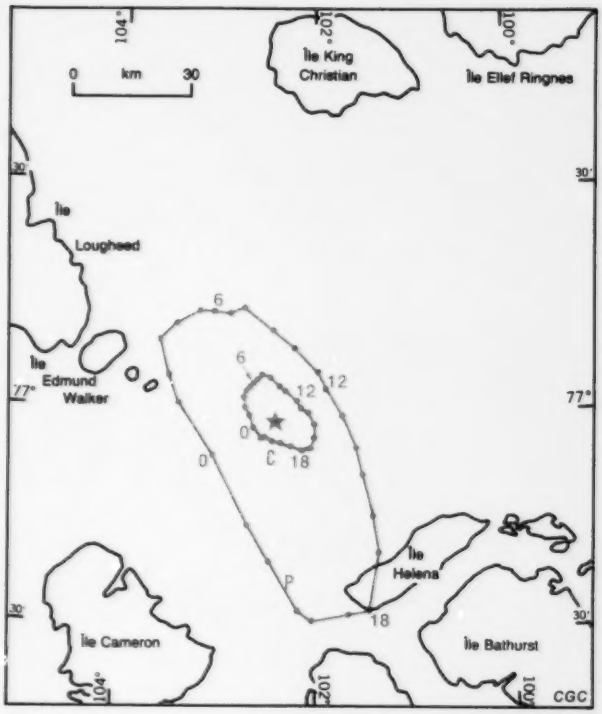


Figure 5F-2. Mouvement diurne du pôle Nord magnétique. La lettre «Q» indique les jours calmes, et la lettre «D», les jours agités (tiré de Newitt et Niblett, 1986).

G. FLUX THERMIQUE

A.M. Jessop

Après le forage de puits d'exploration pétrolière et gazière dans l'archipel arctique, on a réservé 37 puits pour des travaux de recherche géothermiques (Judge et al., 1981; Taylor et al., 1982). L'enregistrement répété de diagraphies de température pendant des périodes allant jusqu'à 10 ans a permis d'éliminer les perturbations dues aux opérations de forage, et les températures d'équilibre calculées ont permis d'établir l'épaisseur du pergélisol (fig. 19-3) et les gradients de température. Pour des raisons techniques et logistiques, il a été possible de ne conserver que la partie supérieure de chaque trou, soit jusqu'à une profondeur d'environ 600 à 1000 m. Les distorsions du champ thermique causées par des changements climatiques récents, les effets thermodynamiques de la limite de phase glace-eau et la proximité des côtes soulèvent des problèmes considérables pour le calcul du flux thermique terrestre à partir de ces données.

Le premier essai de mesure du flux thermique dans l'Arctique canadien, à Resolute Bay (île Cornwallis), a donné une valeur élevée de 121 mW/m² (Misener, 1955) qui a été par la suite réduit à 52 mW/m², après correction des distorsions produites par le littoral actuel et les modifications géologiques récentes ayant agi sur le littoral (Lachenbruch, 1957). L'ampleur de la correction illustre l'importance des corrections pour le calcul du flux thermique et la nécessité d'analyser en détail chaque site.

La conductivité thermique des déblais de forage a été mesurée par la méthode de la «cellule» dans une barre divisée (Sass et al., 1971), méthode qui comporte certains problèmes de conversion des données de laboratoire en propriétés de la roche non perturbée. Les données combinées de la température et de la conductivité ont produit pour chacun des puits un flux thermique non corrigé variant entre 60 et 160 mW/m² En général, les valeurs les plus élevées sont enregistrées dans le bassin de Sverdrup et les valeurs les plus faibles, dans la Plate-forme de l'Arctique. Par suite du soulèvement de la croûte après la déglaciation, une grande partie de la zone côtière a émergé au cours des derniers millénaires. Les corrections dans ce cas peuvent être supérieures au flux thermique issu des zones profondes de la croûte et les variations du flux thermique apparent peuvent servir à reconstituer l'évolution du littoral (Taylor et al., 1983). Le petit nombre de données peu profondes disponible empêche l'analyse des variations possibles du flux thermique avec la profondeur ou des répercussions au niveau du déplacement de l'eau à travers le bassin comme il a été possible de le faire dans certains bassins pour lesquels on dispose davantage de données de puits et où les effets de surface ont moins déformé le flux thermique (Majorowicz et al., 1987).

Jessop, A.M.
1991: Flux thermique; dans chap. 5 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Un puits foré au large des côtes près de l'île Ellef Ringnes (Cape Allison C-47; fig. 19-3) a été équipé d'un câble à plusieurs thermistors et d'un système de récupération des données (Taylor et al., sous presse). La meilleure estimation du flux thermique à partir de ce puits est de 39 mW/m². Des variations du flux thermique entre les différentes formations ont été enregistrées, mais il se peut que ces variations soient dues à la difficulté de déterminer en laboratoire la conductivité exacte de la roche sur des petits échantillons de déblais de forage. Contrairement aux puits qui se trouvent sur le littoral adjacent, cet emplacement extracôtier semble être en équilibre avec son milieu. La différence entre cette faible valeur du flux thermique et les valeurs plus élevées produites par les puits forés sur le continent demeure une énigme; cependant, cette disparité devrait être attribuable, en grande partie, aux faiblesses actuelles des techniques de mesure et de correction plutôt qu'à une différence importante du flux thermique en provenance de la profondeur.

RÉFÉRENCES

Balkwill, H.R. and Fox, F.G.
1982: Incipient rift zone, western Sverdrup Basin, Arctic Canada; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 171-187.

Bancroft, A.M.
1958: Gravity measurements in the Queen Elizabeth Islands of Arctic Canada; Transactions of the American Geophysical Union, v. 39, p. 615-619.

Barraclough, D.R. and Malin, S.R.C.
1981: 150 years of the north magnetic pole; Nature (London), v. 291, p. 377.

Barrett, D.L.
1966: Lancaster Sound shipborne magnetometer survey; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 223-235.

Basham, P.W., Forsyth, D.A., and Wetmiller, R.J.
1977: The seismicity of northern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1646-1667.

Berkhout, A.W.J.
1970: The gravity anomaly field of Prince of Wales, Somerset and northern Baffin Islands, District of Franklin, Northwest Territories; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Publications of the Dominion Observatory, v. 39, no. 7, p. 179-209.

Berkhout, A.W.J. and Sobczak, L.W.
1967: A preliminary investigation of gravity observations in the Somerset and Prince of Wales islands, Arctic Canada, with map; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Dominion Observatory, Gravity Map Series, no. 81, 10 p.

Berry, M.J. and Barr, K.G.
1971: A seismic refraction profile across the polar continental shelf of the Queen Elizabeth Islands; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 347-360.

Bhattacharyya, B.K.
1968: Analysis of aeromagnetic data over the Arctic Islands and continental shelf of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 68-44, 14 p.

Bourne, S.A. and Pallister, A.E.
1973: Offshore areas of Canadian Arctic Islands — geology based on geophysical data; in Arctic Geology, M.G. Pitcher (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 48-56.

Chan, G.H., Dosso, H.W., and Law, L.K.
1981: An analogue model study of electromagnetic induction for cape and bay coast lines; Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 25, p. 167-176.

Coles, R.L.
1985: Magsat scalar magnetic anomalies at northern high latitudes; Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 2576-2582.
Coles, R.L., Haines, G.V., and Hannaford, W.
1976: Large scale magnetic anomalies over western Canada and the Arctic: a discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 790-802.
Coles, R.L., Haines, G.V., Jansen van Beek, G., Nandi, A., and Walker, J.K.
1982: Magnetic anomaly maps from 40°N to 83°N derived from Magsat satellite data; Geophysical Research Letters, v. 9, p. 281-284.
Currie, R.G. and Tiffin, D.L.
1974: Preliminary results of a shipborne magnetic survey in Amundsen Gulf, District of Franklin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 65-67.
Dawes, P.R. and Kerr, J.W. (ed.)
1982: Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics; Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, 392 p.
Dawson, E. and Newitt, L.R.
1978: An analytical representation of the geomagnetic field in Canada for 1975. Part III: the north magnetic pole; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 994-1001.
1982: The magnetic poles of the Earth; Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 34, p. 225-240.
DeLaurier, J.M., Law, L.K., Niblett, E.R., and Plet, F.C.
1974: Geomagnetic variation anomalies in the Canadian Arctic. II. Mould Bay anomaly; Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 26, p. 223-245.
DeLaurier, J.M., Niblett, E.R., Plet, F.C., and Camfield, P.A.
1980: Geomagnetic depth sounding over the central Arctic Islands, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1642-1652.
Dods, S.D., Hood, P.J., Teskey, D.J., and McGrath, P.H.
1984: Magnetic anomaly map of Canada, 14th edition; Geological Survey of Canada, Map 1255A.
Earth Physics Branch
1980: The gravity map of Canada; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Gravity Map Series 80-1.
Edwards, R.N., Bailey, R.C., and Garland, G.D.
1980: Crustal and upper mantle electrical conductivity studies with natural and artificial sources; in The Continental Crust and its Mineral Deposits, D.W. Strangway (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 20, p. 255-271.
Embry, A.F.
1982: The Upper Triassic – Lower Jurassic Heiberg Deltaic Complex of the Sverdrup Basin; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 189-217.
Everett, J.E. and Hyndman, R.D.
1967: Geomagnetic variations and electrical conductivity structure in south-western Australia; Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 1, p. 24-34.
Forsyth, D.A., Mair, J.A., and Fraser, I.
1979: Crustal structure of the central Sverdrup Basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1581-1598.
Forsberg, R.
1979: A gravity map of Peary Land, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 88, p. 93-94.
1981: Preliminary Bouguer anomalies of north-east Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 105-107.
Fox, F.G.
1983: Structure sections across Parry Islands Fold Belt and Vesey Hamilton salt wall, Arctic Archipelago, Canada; in Seismic Expression of Structural Styles, a Picture and Work Atlas, A.W. Bally (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, Series 15, v. 3, p. 3.4.1-54 to 3.4.1-72.
1985: Structural geology of the Parry Islands Fold Belt; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 33, p. 306-340.
Garland, G.D.
1981: The significance of terrestrial electrical conductivity variations; Annual Review of Earth and Planetary Science, v. 9, p. 147-174.
Gibb, R.A. and Halliday, D.W.
1975: Gravity measurements in northern District of Keewatin and parts of District of Mackenzie and District of Franklin, N.W.T., with maps; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Earth Physics Branch, Gravity Map Series, nos. 139-148, 8 p.
Gregersen, S.
1982: Earthquakes in Greenland; Bulletin of the Geological Society of Denmark, v. 31, p. 11-27.
Gregory, A.F., Bower, M.E., and Morley, L.W.
1961a: Geological interpretation of aerial magnetic and radiometric profiles, Arctic Archipelago, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin 73, 148 p.
Gregory, A.F., Morley, L.W., and Bower, M.E.
1961b: Airborne geophysical reconnaissance in the Canadian Arctic Archipelago; Geophysics, v. 26, p. 727-737.
Haines, G.V.
1985: Magsat vertical-field anomalies above 40°N from spherical cap harmonic analysis; Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 2593-2598.
Haines, G.V. and Hannaford, W.
1974: A three-component aeromagnetic survey of the Canadian Arctic; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Publications of the Earth Physics Branch, v. 44, no. 8, p. 213-234.
Hasegawa, H.S.
1977: Focal parameters of four Sverdrup Basin, Arctic Canada, earthquakes in November and December of 1972; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 2481-2494.
Hea, J.P., Arcuri, J., Campbell, G.R., Fraser, I., Fuglem, M.O., O'Bertos, J.J., Smith,D.R., and Zayat, M.
1980: Post-Ellesmerian basins of Arctic Canada: their depocentres, rates of sedimentation and petroleum potential; in Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 447-488.
Hobson, G.D. and Overton, A.
1967: A seismic section of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Islands; in Seismic Refraction Prospecting, A.W. Musgrave (ed.); Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, p. 550-562.
Hornal, R.W. and Boyd, J.B.
1972: Gravity measurements in the Slave and Bear structural provinces, Northwest Territories, with maps; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Earth Physics Branch, Gravity Map Series, nos. 89-95, 12 p.
Hutton, V.R.S.
1976: The electrical conductivity of the earth and planets; Reports on Progress in Physics, v. 39, p. 487-572.
International Association of Geodesy
1971: Geodetic reference system 1967; Special Publication no. 3, 116 p.
Johnson, G.L., Monahan, D., Gronlie, G., and Sobczak, L.W.
1979: General bathymetric chart of the oceans, Arctic Ocean; Canadian Hydrographic Service, Chart 5.17.
Judge, A.S., Taylor, A.E., Burgess, M., and Allen, V.S.
1981: Canadian geothermal data collection — northern wells 1978-80; Energy, Mines and Resources, Canada, Earth Physics Branch, Geothermal Series, no. 12, 190 p.
King, E.R., Zietz, I., and Alldredge, L.R.
1966: Magnetic data on the structure of the central Arctic region; Geological Society of America Bulletin, v. 77, p.619-646.
Kurtz, R.D.
1982: Magnetotelluric interpretation of crustal and mantle structure in the Grenville Province; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 70, p. 373-397.
Lachenbruch, A.H.
1957: Thermal effects of the ocean on permafrost; Bulletin of the Geological Society of America, v. 68, p. 1515-1529.
Lamb, H.
1883: On electrical motions in a spherical conductor; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 174, p. 519-549.
Langel, R.A., Coles, R.L., and Mayhew, M.A.
1980: Comparisons of magnetic anomalies of lithospheric origin measured by satellite and airborne magnetometers over western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 876-887.
Langel, R.A. and Thorning, L.
1982a: A satellite magnetic anomaly map of Greenland; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 71, p. 599-602.
1982b: Satellite magnetic field over the Nares Strait region; in Nares Strait and the Drift of Greenland, a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 291-293.
Mair, J.A. and Lyons, J.A.
1980: Crustal structure and velocity anisotropy beneath the Beaufort Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 724-741.
Majorowicz, J.A., Jones, F.W., and Jessop, A.M.
1987: Geothermics of the Williston Basin in Canada in relation to hydrodynamics and hydrocarbon occurrences; Geophysics, v. 51, p. 767-779.

McGrath, P.H. and Fraser, I.
1981: Magnetic anomaly map of Arctic Canada, scale 1:3.5 million; Geological Survey of Canada, Map 1512A.

McGrath, P.H. and Hood, P.J.
1973: An automatic least-squares multimodal method for magnetic interpretation; Geophysics, v. 38, p. 349-358.

Meidler, S.S.
1961: Seismic activity in the Canadian Arctic 1899-1955; Department of Mines and Technical Surveys, Canada, Dominion Observatory, Seismological Series, 1961-3, 9 p.

Meneley, R.A.
1977: Prospects in the Canadian Arctic Islands; Panarctic Oils Ltd., Calgary, Alberta, 16 p.

Meneley, R.A., Henao, D., and Merritt, R.K.
1975: The northwest margin of the Sverdrup Basin; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 531-544.

Miall, A.D.
1976: Devonian geology of Banks Island, Arctic Canada, and its bearing on the tectonic development of the circum-Arctic region; Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 1599-1608.
1983: The Nares Strait problem: a re-evaluation of the geological evidence in terms of a diffuse oblique-slip plate boundary between Greenland and the Canadian Arctic Islands; Tectonophysics, v. 100, p. 227-239.

Milne, W.G. and Smith, W.E.T.
1961: Canadian earthquakes — 1960; Department of Mines and Technical Surveys, Canada, Dominion Observatory, Seismological Series, 1960-2, 23 p.

Misener, A.D.
1955: Heat flow and depth of permafrost at Resolute Bay, Cornwallis Island, N.W.T., Canada; Transactions, American Geophysical Union, v. 36, p. 1055-1060.

Morelli, C., Ganatar, C., Honkasalo, T., McConnell, R.K., Tanner, J.G., Szabo, B., Uotila, U., and Whalen, C.T.
1974: The international gravity standardization net; International Association of Geodesy, Special Publication no. 4, 194 p.

Newitt, L.R. and Niblett, E.R.
1986: Relocation of the north magnetic dip pole; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1062-1067.

Niblett, E.R., DeLaurier, J.M., Law, L.K., and Plet, F.C.
1974: Geomagnetic variation anomalies in the Canadian Arctic. I. Ellesmere Island and Lincoln Sea; Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 26, p. 203-221.

Okulitch, A.V., Packard, J.J., and Zolnai, A.I.
1986: Evolution of the Boothia Uplift, arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 350-358.

Ostenso, N.A.
1963: Aeromagnetic survey of the Arctic Ocean Basin; Proceedings of Thirteenth Alaskan Science Conference, Juneau, Alaska, p. 115-148.

Ostenso, N.A. and Wold, R.J.
1971: Aeromagnetic survey of the Arctic Ocean: techniques and interpretations; Marine Geophysical Researches, v. 1, p. 178-219.

Overton, A.
1970: Seismic refraction surveys, western Queen Elizabeth Islands and polar continental margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 346-365.
1982: Seismic reconnaissance profiles across the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Islands; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 139-145.

Pallister, A.E. and Bourne, S.A.
1972: Geology of offshore areas in the Arctic Islands based on geophysical data; Journal of Canadian Petroleum Technology, v. 11, p. 75-79.

Parkinson, W.D.
1959: Directions of rapid geomagnetic fluctuations; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 2, p. 1-14.

Peddie, N.W.
1982: International Geomagnetic Reference Field: the third generation; Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 34, p. 309-326.

Pelletier, B.R.
1966: Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movements; in Continental Drift, G.D. Garland (ed.); The Royal Society of Canada, Special Publication no. 9, p. 77-101.

Picklyk, D.D.
1969: A regional gravity survey of Devon and southern Ellesmere islands, Canadian Arctic Archipelago, with map; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Dominion Observatory, Gravity Map Series, no. 87, 10 p.

Porath, H. and Dziewonski, A.
1971: Crustal resistivity anomalies from geomagnetic deep sounding studies; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 9, p. 891-915.

Praus, O., DeLaurier, J.M., and Law, L.K.
1971: The extension of the Alert geomagnetic anomaly through northern Ellesmere Island, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 50-64.

Rayer, F.G.
1981: Exploration prospects and future petroleum potential of the Canadian Arctic Islands; Journal of Petroleum Geology, v. 3, p. 367-412.

Reford, M.S.
1967: Aeromagnetic interpretation – Sverdrup Basin; Department of Indian Affairs and Northern Development, Oil and Gas Technical Reports, no. 678-7-10-1 to 678-7-10-5.

Reford, M.S., Leridon, J., and Fraser, I.
1972: Geological interpretations from aeromagnetic surveys over the Arctic Islands of Canada (abstract); International Geological Congress, 24th Session, Montreal, Section 9, Exploration Geophysics, p. 34.

Ricketts, B., Osadetz,K.G., and Embry, A.F.
1985: Volcanic style in the Strand Fiord Formation (Upper Cretaceous), Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago; Polar Research 3 n.s, p. 107-122.

Riddihough, R.P. and Haines, G.V.
1972: Magnetic measurements over Darnley Bay, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 972-978.

Riddihough, R.P., Haines, G.V., and Hannaford, W.
1973: Regional magnetic anomalies of the Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 157-163.

Rikitake, T.
1966: Electromagnetism and the Earth's Interior; Elsevier Publishing Company, New York, 308 p.

Ross, J.C.
1834: On the position of the north magnetic pole; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. 124, p. 47-51.

Sabine, E.
1821: An account of experiments to determine the acceleration of the pendulum in various latitudes; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Part 2, p. 163-190.

Sander, G.W. and Overton, A.
1965: Deep seismic refraction investigation in the Canadian Arctic Archipelago; Geophysics, v. 30, p. 87-96.

Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., and Munro, R.J.
1971: Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 3391-3401.

Schuster, A.
1908: The diurnal variation of terrestrial magnetism; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 208, p. 163-204.

Smith, W.E.T.
1961: Earthquakes of the Canadian Arctic 1956-1959; Department of Mines and Technical Surveys, Canada, Dominion Observatory, Seismological Series, 1961-2, 8 p.

Smith, W.E.T., Whitham, K., and Piché, W.T.
1968: A microearthquake swarm in 1965 near Mould Bay, N.W.T., Canada; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 58, p. 1991-2011.

Sobczak, L.W.
1963: Regional gravity survey of the Sverdrup Islands and vicinity, with map; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Dominion Observatory, Gravity Map Series, no. 11, 19 p.
1975: Gravity and deep structure of the continental margin of Banks Island and Mackenzie Delta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 378-394.

Sobczak, L.W., Hearty, D.B., Forrberg, R., Kristoffersen, Y., Edholm, O., and May, S.D.
in press: Gravity from 64°N to the North Pole; in The Arctic Ocean Region, A. Grantz, L. Johnson, and J.F. Sweeney, (ed.); Geological Society of America, The Geology of North America, v. L, Plate 3.

Sobczak, L.W., Mayr, U., and Sweeney, J.F.
1986: Crustal section across the polar continent-ocean transition in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 608-621.

Sobczak, L.W. and Overton, T.
1984: Shallow and deep crustal structure of the western Sverdrup Basin, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 902-919.
Sobczak, L.W. and Stephens, L.E.
1974: The gravity field of northeastern Ellesmere Island, part of northern Greenland and Lincoln Sea, with map; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Earth Physics Branch, Gravity Map Series, no. 114, 9 p.
Sobczak, L.W., Stephens, L.E., Winter, P.J., and Hearty, D.B.
1973: Gravity measurements over the Beaufort Sea, Banks Island and Mackenzie Delta; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Earth Physics Branch, Gravity Map Series, no. 151, 16 p.
Sobczak, L.W. and Sweeney, J.F.
1978: Gravity of the Arctic Ocean; in Arctic Geophysical Review, J.F. Sweeney (ed.); Publications of the Earth Physics Branch, v. 45., no. 4, p. 7-14.
Sobczak, L.W. and Weber, J.R.
1970: Gravity measurements in the Queen Elizabeth Islands, with maps; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Earth Physics Branch, Gravity Map Series, nos. 115-116, 14 p.
1973: Crustal structure of the Queen Elizabeth Islands and polar continental margin; in Arctic Geology, M.G. Pitcher (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 517-525.
1987: Gravity and bathymetry taken along seismic refraction lines from the Canadian Ice Island during 1985 and 1986; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 299-304.
Sobczak, L.W., Weber, J.R., Goodacre, A.K., and Bisson, J.L.
1963: Preliminary results of gravity surveys in the Queen Elizabeth Islands, with maps; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Dominion Observatory, Gravity Map Series, nos. 12-15, 2 p.
Srivastava, S.P.
1985: Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait; Tectonophysics, v. 114, p. 29-53.
Stephens, L.E., Sobczak, L.W., and Wainwright, E.S.
1972: Gravity measurements on Banks Island, N.W.T., with map; Department of Energy, Mines and Resources, Canada, Earth Physics Branch, Gravity Map Series, no. 150, 4 p.
Sweeney, J.F., Balkwill, H.R., Franklin, R., Mayr, U., McGrath, P., Snow, E., Sobczak, L.W, Wetmiller, R.J., and Panarctic Oils Ltd.
1986: Transect G. Somerset Island to Canada Basin; Geological Society of America, North America Continent-Ocean Transects Program, Centennial Continent/Ocean Transect #11, 5 p.
Taylor, A.E., Burgess, M., Judge, A.S., and Allen, V.S.
1982: Canadian geothermal data collection — northern wells 1981; Energy, Mines and Resources, Canada, Earth Physics Branch, Geothermal Series, no. 13, 153 p.
Taylor, A.E., Judge, A.S., and Desrochers, D.
1983: Shoreline regression: its effect on permafrost and the geothermal regime, Canadian Arctic Archipelago; in Permafrost: Fourth International Conference, Proceedings, National Academy Press, Washington, D.C., p. 1239-1244.
Taylor, A.E., Judge, A.S. and Allen, V.S.
in press: The automatic well temperature measuring system installed at Cape Allison C-47, offshore well, Arctic Islands of Canada. 2. Data retrieval and analysis of the thermal regime; Journal of Canadian Petroleum Technology.
Texaco Canada Resources Ltd.
1983: Melville Island, Northwest Territories, Canada Line no. 7; in Seismic Expression of Structural Styles, a Picture and Work Atlas, A.W. Bally (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, Series 15, v.3, p. 3.4.1-73 to 3.4.1-78.
Trettin, H.P., De Laurier,I., Frisch, T.O., Law, L.K., Niblett, E.R., Sobczak, L.W., Weber, J.R., and Witham, K.
1972: The Innuitian Province; in Tectonic Styles in Canada, R.A. Price and R.J.W. Douglas (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 83-179.
Waylett, D.C.
1979: Gas in the Arctic Islands: discovered reserves and future potential; Journal of Petroleum Geology, v. 1, no. 3, p. 21-34.
Weber, J.R.
1961: Comparison of gravitational and seismic depth determinations on the Gilman Glacier and adjoining ice cap in northern Ellesmere Island; in Geology of the Arctic, G.O. Raasch, (ed.); University of Toronto Press, v. II, p. 781-790.
Weng, W.L.
1980: Preliminary Bouguer anomalies of western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 153-154.
Wetmiller, R.J. and Forsyth, D.A.
1982: Review of seismicity and other geophysical data near Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 261-274.
Whitham, K.
1963: An anomaly in geomagnetic variations at Mould Bay in the Arctic Archipelago of Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 8, p. 26-43.
Whitham, K. and Andersen, F.
1962: The anomaly in geomagnetic variation at Alert in the Arctic Archipelago of Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 7, p. 220-243.
Worzel, J.L.
1968: Advances in marine geophysical research of continental margins; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 458-469.

Adresses des auteurs

I. Asudeh
Commission géologique du Canada
1, place de l'Observatoire
Ottawa (Ontario)
K1A 0Y3

R.L. Coles
Commission géologique du Canada
1, place de l'Observatoire
Ottawa (Ontario)
K1A 0Y3

D.A. Forsyth
Commission géologique du Canada
1, place de l'Observatoire
Ottawa (Ontario)
K1A 0Y3

H.S. Hasegawa
Commission géologique du Canada
1, place de l'Observatoire
Ottawa (Ontario)
K1A 0Y3

A.M. Jessop
Commission géologique du Canada
3303-33rd St. N.W.
Calgary (Alberta)
T2L 2A7

R.D. Kurtz
Commission géologique du Canada
1, place de l'Observatoire
Ottawa (Ontario)
K1A 0Y3

L.R. Newitt
Commission géologique du Canada
1, place de l'Observatoire
Ottawa (Ontario)
K1A 0Y3

E.R. Niblett
Commission géologique du Canada
1, place de l'Observatoire
Ottawa (Ontario)
K1A 0Y3

A. Overton
Commission géologique du Canada
601 Booth Street
Ottawa (Ontario)
K1A 0E8

L.W. Sobczak
Commission géologique du Canada
1, place de l'Observatoire
Ottawa (Ontario)
K1A 0Y3

R.J. Wetmiller
Commission géologique du Canada
1, place de l'Observatoire
Ottawa (Ontario)
K1A 0Y3

Imprimé au Canada

Chapitre 6

SÉQUENCES PRÉCAMBRIENNES DANS L'EXTRÊME NORD DU BOUCLIER CANADIEN

Introduction

Socle métamorphique et plutonique

Séquences sédimento-volcaniques protérozoïques

Références

Chapitre 6

SÉQUENCES PRÉCAMBRIENNES DANS L'EXTRÊME NORD DU BOUCLIER CANADIEN

T. Frisch et H.P. Trettin

INTRODUCTION

Ce chapitre résume l'information relative à l'extrême nord du Bouclier et pertinente à la connaissance des origines de la région innuitienne. Une description systématique du Bouclier canadien et du Groenland fait l'objet d'un autre volume de la présente série (Hoffman et al., en prép.). Du point de vue stratigraphique, le Bouclier se divise en un socle cristallin, métamorphisé pendant l'Archéen ou le Protérozoïque précoce, sur lequel reposent en discordance angulaire des séquences de roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque qui ne sont que légèrement déformées.

SOCLE MÉTAMORPHIQUE ET PLUTONIQUE

La partie suivante décrit brièvement, du sud-ouest au nord-est, le socle cristallin à la marge de la Plate-forme de l'Arctique. Les faciès métamorphiques régionaux de la partie canadienne ont été répertoriés par Fraser et al. (1978).

Île Victoria. De la granodiorite trouvée sur le versant nord-est de l'arche de Minto a donné un âge de 2 391 ± 125 - Ma (recalculé à partir de Lowdon et al., 1963) par la méthode K-Ar, ce qui semble indiquer qu'elle pourrait faire partie de la Province des Esclaves originelle. Cette interprétation est confirmée par la présence de roches sédimentaires rapportées au Protérozoïque précoce qui reposent en discordance sur la granodiorite (Campbell, 1981; voir ci-dessous). Cependant, l'âge K-Ar de 1 645 ± 20 Ma obtenu sur un granite pegmatitique provenant de la hauteur topographique de Wellington indique clairement qu'il s'est produit un événement thermique postérieur (W.A. Gibbins, cité par Campbell et Cecile, 1979).

Presqu'île de Boothia, île Somerset et île Prince of Wales. Le noyau précambrien du soulèvement de Boothia (fig. 4-2, 4-3) est constitué de roches quartzofeldspathiques, pélitiques, calcareuses et mafiques, en grande partie métamorphisées au faciès transitionnel des granulites (Blackadar, 1967; Brown et al., 1969). Les directions structurales sont vers le nord dans l'île Somerset et le nord de la presqu'île de Boothia; plus loin au sud, elles semblent être reprises par des directions nord-est qui se prolongent jusqu'à la presqu'île Melville (Heywood, 1961, 1967). Les âges de 1 617 à 1 715 Ma obtenus par la méthode K-Ar représentent probablement des âges de refroidissement reliés à des événements aphébiens; par analogie avec les régions adjacentes, ces roches datent probablement de l'Archéen.

Presqu'île Melville, île de Baffin et île Bylot. Le terrane cristallin de cette région comprend des zones de roches vertes archéennes et possède une histoire complexe de déformation, d'intrusion granitique et de métamorphisme datant principalement de 2,9 à 1,9 Ga mais pouvant se prolonger jusqu'à 1,6 Ga (Jackson et Morgan, 1978; Frisch, 1982, Henderson, 1983). Le métamorphisme régional a presque partout atteint le faciès des amphibolites ou des granulites. Les zones de plissement de Foxe et de Committee, à orientation nord-est, traversent la presqu'île Melville jusqu'au centre de l'île de Baffin; ailleurs dans l'île de Baffin, les directions sont surtout orientées NW-SE et sont presque parallèles à la baie de Baffin (Jackson et Taylor, 1972).

Sud-est de l'île d'Ellesmere à l'est de l'île Devon. Cette région revêt un intérêt particuler pour ce volume: elle se trouve à proximité de l'orogène innuitien, comprend le soulèvement d'Inglefield, qui était en relief positif pendant le Dévonien (fig. 4-3), et se révèle fort importante pour l'établissement de corrélations dans le détroit de Nares.

Dans le sud de l'île d'Ellesmere et l'est de l'île Devon, le socle cristallin précambrien affleure de plus en plus à l'est du 86e degré de longitude, concomitamment à un soulèvement général de la surface du sol. L'extrême est des îles d'Ellesmere, Devon et Coburg constitue un terrain accidenté dont le relief dépasse souvent 1 500 m et même parfois 2 300 m et qui est largement recouvert de glaces et de neiges pérennes. Dans l'île d'Ellesmere, la bordure ouest des champs de glace coïncide essentiellement avec le contact entre le Bouclier précambrien et la Plate-forme de l'Arctique. Les affleurements de roches cristallines situés les plus au nord se trouvent au sud et à l'est de la presqu'île Bache.

Tout le terrane cristallin se trouve dans le faciès des granulites rétrogradé par endroits au faciès des amphibolites. Les roches supracrustales abondent et tendent à former des zones distinctes comme dans l'extrême sud de l'île d'Ellesmere et dans l'île Devon. Ces zones sont des exemples de directions structurales contrastantes, principalement à orientation nord dans les îles d'Ellesmere et Cobourg, et à orientation est dans l'île Devon. Des gneiss quartzofeldspathiques abondants de composition granitique (*sensu lato*) sont trouvés étroitement associés aux roches supracrustales connexes mais constituent

Frisch, T. et Trettin, H.P.
1991: Séquences précambriennes dans l'extrême nord du Bouclier canadien; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

également une entité distincte. Les roches plutoniques intrusives, dont la composition et le faciès métamorphique sont équivalents à ceux des gneiss quartzofeldspathiques, occupent de vastes régions dans le détroit de Jones et à la marge nord du Bouclier. En outre, du granite d'anatexie synmétamorphique est largement répandu dans les îles d'Ellesmere et Cobourg.

Frisch (1983) a décrit les principales caractéristiques lithologiques et les relations structurales des roches du socle; les pages suivantes résument essentiellement les travaux plus récents. Les gneiss quartzofeldspathiques contiennent l'association suivante : orthopyroxène + biotite + feldspath + quartz ± hornblende ± grenat; les compositions tonalitiques prédominent. La datation de zircons provenant d'un gneiss dans l'île Devon donne un âge U-Pb de 2518 +56/-33 Ma. Les gneiss sont interprétés comme représentant une séquence calco-alcaline de marge continentale. Le gneiss migmatitique à grenat, à cordiérite et à sillimanite est de loin le métasédiment le plus abondant; la cordiérite y constitue un minéral accessoire formé par une réaction entre le grenat et la sillimanite, laquelle réaction est attribuée à une chute de la pression au cours du soulèvement. La fusion partielle répandue des métasédiments alumineux a produit des masses intrusives de granite hyperalumineux contenant du grenat, de la cordiérite ou de la sillimanite, dont les dimensions vont des filons aux petits massifs (stocks). Du marbre, du quartzite et du métabasalte sont associés aux gneiss. Le marbre, riche en diopside ou en forstérite et contenant par endroits de la wollastonite, est relativement abondant dans les îles d'Ellesmere et Cobourg mais plus rare dans l'île Devon. Le métabasalte est dépourvu de grenat dans l'île d'Ellesmere et localement grenatifère dans l'île Devon; chimiquement, il est d'affinité océanique (arc insulaire?). Le marbre et le quartzite sont considérés comme ayant été des sédiments épicontinentaux alors que les gneiss à cordiérite et les mudstones et les grauwackes d'eau profonde se sont tous formés sur une marge continentale.

Des plutons à orthopyroxène syntectoniques, grossièrement gneissiques à localement massifs et de composition tonalitique à granitique, ont pénétré les gneiss. La datation U-Pb sur zircons provenant de deux de ces massifs donne des âges de 1951 +43/-33 Ma et de 1927 +18/-17 Ma. Ces chiffres concordent avec un âge U-Pb sur zircons de 1913 +20/-10 Ma provenant d'une anatexite riche en grenat et en cordiérite, qui fournit un indice supplémentaire d'un événement thermique majeur survenu au milieu du Protérozoïque précoce.

La présence généralisée de la cordiérite, l'absence habituelle de grenat dans les roches métamafiques, et la présence de wollastonite dans le marbre indiquent que les granulites résultent d'un gradient géothermique moyen, observation que confirme d'ailleurs la géothermobarométrie minérale. Les pressions déduites varient approximativement de 4 à 6 kb dans l'île d'Ellesmere et jusqu'à 7 kb dans l'île Devon, à des températures allant de 600 à 750°C. Il faut souligner que le métamorphisme régressif contemporain du soulèvement a fortement influencé ces estimations, et que les températures et pressions maximales pourraient avoir été beaucoup plus élevées.

Quoiqu'elle demeure méconnue, la déformation a néanmoins été intense dans l'ensemble du terrane. La stratification et la foliation ont généralement un pendage abrupt. Deux phases de plissement isoclinal ont été suivies par la formation de larges plis ouverts. Des zones de cisaillement majeures et des corridors de mylonite sont particulièrement courants dans l'île Devon, où la déformation semble avoir été plus importante que dans l'île d'Ellesmere.

Nord-ouest du Groenland. La ressemblance générale de la lithologie et du degré de métamorphisme des roches, la présence de masses intrusives semblables pénétrant les gneiss et les strates supracrustales, et la répartition des unités de marbre parallèlement à leur direction, de chaque côté du détroit de Nares, attestent la continuité du terrane cristallin du nord-ouest du Groenland avec le terrane cristallin du sud-est de l'île d'Ellesmere (Dawes, 1976; Frisch et Dawes, 1982). La datation au Rb-Sr et au K-Ar de deux complexes méta-ignés semble indiquer qu'il y a eu intrusion vers 2,6 Ga, et métamorphisme et déformation du Protérozoïque précoce jusqu'au début du Protérozoïque moyen ou «Hudsonien» (Larsen et Dawes, 1974; Kalsbeek et Dawes, 1980; P.R. Dawes, communication personnelle, 1986). La datation au Rb-Sr de blocs glaciels et d'une inclusion géante dans un dyke de dolérite dans le nord-est du Groenland a produit des résultats similaires (Kalsbeek et Jepsen, 1980).

SÉQUENCES SÉDIMENTO-VOLCANIQUES PROTÉROZOÏQUES

Des séquences sédimento-volcaniques légèrement déformées et presque pas métamorphisées de différentes époques du Protérozoïque reposent en discordance angulaire ou en non conformité sur les roches du socle. Le degré de métamorphisme est nettement différent au-dessus et en-dessous de cette discordance, signe qu'il y a eu érosion profonde du socle; selon les estimations, par exemple, environ 30 km de la croûte terrestre ont été arrachés de l'île de Baffin (Jackson et Morgan, 1978). Afin de simplifier ce bref compte rendu, ces séquences sont rapportées à deux groupes d'âge principaux.

1) Des dépôts du **Protérozoïque inférieur et du début du Protérozoïque moyen** sont confinés à l'île Victoria, où ils affleurent dans le nord-est du soulèvement de Minto et dans la hauteur de Wellington (fig. 4-3).

a) La Formation de Hadley Bay (Campbell, 1981), qui semble reposer en discordance angulaire sur un socle archéen(?), se compose de quartzite, de dolomie et de siltstone déposés sur une plate-forme continentale à inclinaison sud-ouest. Elle a été corrélée avec la Formation de Western River du bassin de Kilohigok d'âge Protérozoïque précoce (affleure sur le continent au sud de l'île Victoria).

b) Une unité de conglomérat et de quartzite repose en discordance angulaire sur la Formation de Hadley Bay et est elle-même recouverte en discordance angulaire par le Groupe de Shaler (voir ci-dessous). Elle provient de régions sources situées au sud-est et est comparable à la Formation d'Ellice du début du Protérozoïque moyen qui se trouve dans la structure monoclinale de Coppermine (sur le continent au sud-ouest de l'île Victoria).

2) Des dépôts du **Protéroïque moyen et inférieur** se présentent dans des dépressions structurales (bassins d'Amundsen, de Fury and Hecla, de Borden et de Thule) et des dépressions innommées dans l'île Somerset et le nord-est du Groenland (fig. 6-1, 6-2, 6-3; voir Christie, 1972).

Figure 6-1. Zones d'affleurement des roches volcaniques et sédimentaires du Protérozoïque, dans l'extrême nord du Bouclier canadien (les unités des zones mobiles calédonienne et franklinienne ne sont pas incluses).

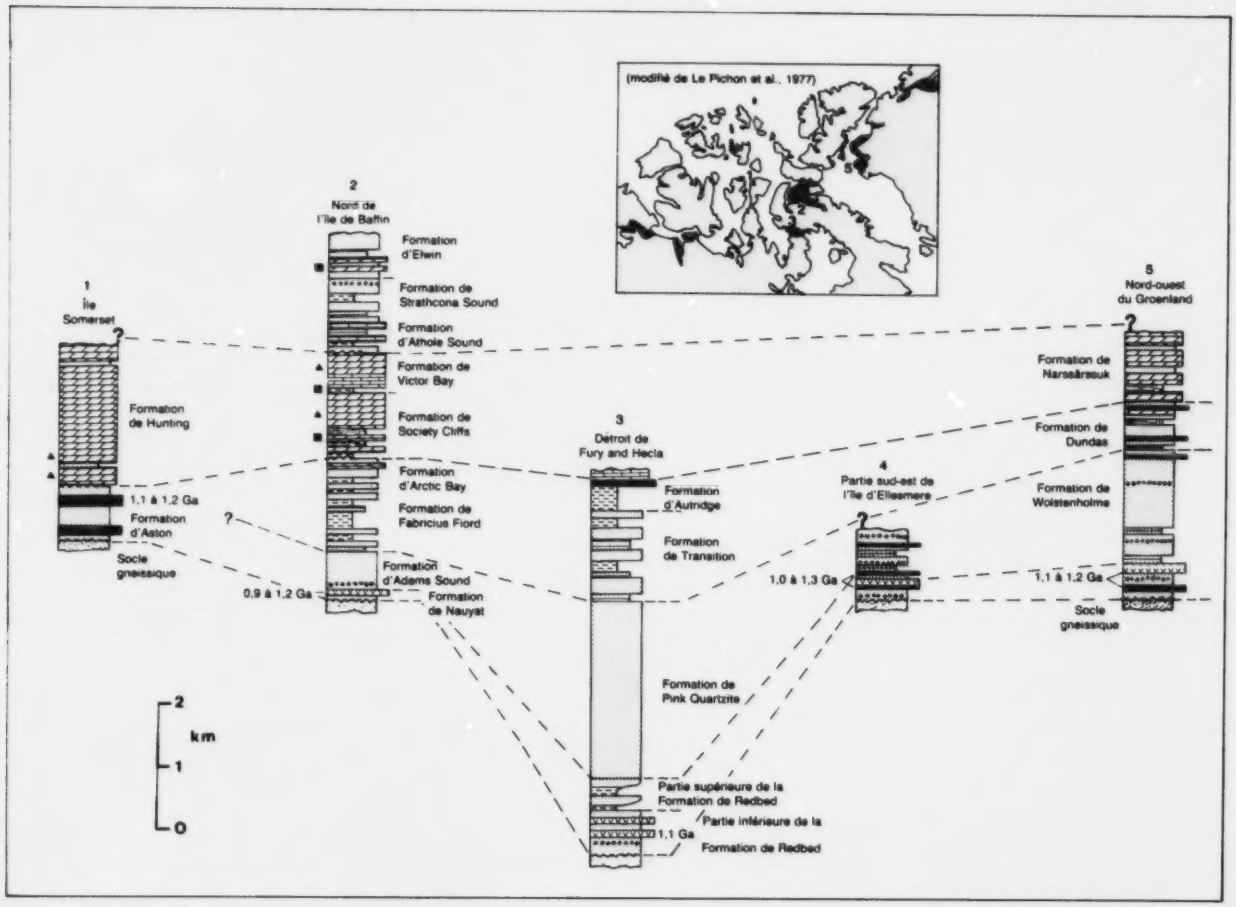


Figure 6-2. Stratigraphie généralisée et corrélation conseillée des unités du Protérozoïque moyen et supérieur, de l'île Somerset jusqu'à la partie nord-ouest du Groenland (fig. 33, dans Jackson et Ianelli, 1981).

Les épaisseurs conservées dans ces régions sont les suivantes: bassin d'Amundsen, environ 4 km (Young, 1981; Campbell, 1985; Jefferson, 1985); île Somerset, 2,4 km (Stewart, 1987); bassin de Fury and Hecla, environ 6 km (Chandler et al., 1980; Chandler et Stevens, 1981); bassin de Borden, 6,1 km (Jackson et Ianelli, 1981); bassin de Thule, 4,5 km (Dawes, 1976; Dawes et al., 1982; Frisch et Christie, 1982; Jackson, 1986); partie nord-est du Groenland, plus de 4 km (Clemmensen, 1979; Jepsen et Kalsbeek, 1979; Collinson, 1980). Ces dépôts se divisent en quatre unités ou séquences principales (désignées ici 2a à 2d).

2a) L'unité la plus ancienne est le Groupe d'Independence Fjord dans le nord-est du Groenland (Collinson, 1980); elle se compose d'environ 1,7 km à probablement plus de 2,5 km de grès et de siltstone. La fraction argileuse est datée au Rb-Sr à 1380 Ma, résultat qui est interprété comme étant l'âge de la diagenèse (Larsen et Graff-Petersen, 1980).

2b) Une deuxième séquence se compose (1) de basalte et de sédiments clastiques grossiers interstratifiés, qui font partie de la Formation de Nauyat du bassin de Borden, de la formation inférieure de couches rouges du bassin de Fury and Hecla, et des deux membres inférieurs de la Formation de Wolstenholme du bassin de Thule (groupés dans la Formation de Nauyat par Jackson, 1986) et, (2) de basalte attribué à la formation de roches basaltiques de Zig-Zag Dal qui se trouve dans le nord-est du Groenland et qui peut avoir jusqu'à 1350 m d'épaisseur (Jepsen et al., 1980). Du granophyre relié génétiquement à ce basalte donne un âge Rb-Sr isochrone (onze points) de 1230 ± 25 Ma; ce chiffre est largement comparable aux âges moins précis obtenus par la datation K-Ar de la roche totale dans les bassins de Thule et de Borden (Jackson et Ianelli, 1981; Dawes et Rex, 1985). L'âge de la Formation de Zig-Zag Dal est identique, dans les limites de confiance énoncées, à un âge Rb-Sr isochrone (6 points) de 1 257 ± 47 Ma établi pour le basalte de la rivière Coppermine (île Victoria; recalculé à partir de Wanless et Loveridge, 1972). Des études paléomagnétiques (Fahrig et al., 1981) confirment la corrélation entre la Formation de Nauyat et les intrusions de Mackenzie, qui sont reliées aux roches

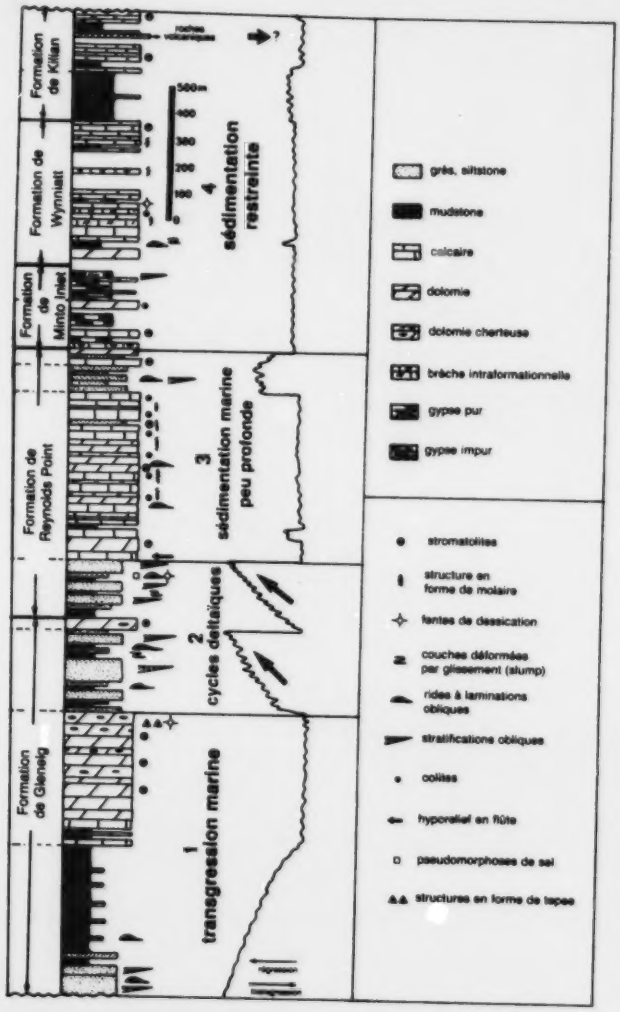


Figure 6-3. Stratigraphie du Groupe de Shaler dans l'île Victoria. La nomenclature de Thorsteinsson et Tozer (1962) a été retenue; d'autres unités cartographiques sont indiquées par des lignes pointillées à gauche. La ligne ondulée à droite, représente une interprétation des relations entre les apports clastiques et les trangressions marines. L'évolution séquentielle s'est effectuée en quatre phases. À la phase 2, les flèches montrent un transport vers le nord-ouest; la petite flèche au sommet de la phase 4 indique la possibilité d'une source à l'ouest (fig.1, dans Young, 1981).

volcaniques de Coppermine. Ces données combinées indiquent qu'un stade de distension important a eu lieu vers 1,25 Ga (Jackson et Ianelli, 1981; Fahrig et al., 1981).

2c) Les unités clastiques et volcaniques sont suivies de séquences épaisses de sédiments clastiques, carbonatés et, par endroits, évaporitiques, qui comprennent toutes les strates sus-jacentes à l'unité 2b dans les bassins de Borden et de Thule; les formations de Campanuladal et de Fin Sø du nord-est du Groenland; la Formation de Hunting dans l'île Somerset; ainsi que le Groupe de Shaler et le groupe équivalent de Rae dans le bassin d'Amundsen. Ce dernier recouvre les roches basaltiques du Groupe de Coppermine River sur le continent et a été corrélé, formation par formation, avec le Supergroupe de Mackenzie Mountains de la Cordillère du nord-est.

La position qu'occupe la succession 2c dans l'intervalle de 1,2 à 0,7 Ga défini par les âges isotopiques des séquences 2b et 2d, est incertaine, puisque les travaux ont donné des résultats contradictoires. Des analyses paléomagnétiques ont établi l'âge de l'ensemble de la séquence du bassin de Borden (Supergroupe de Bylot) à entre 1 220 et1 202 Ma (Fahrig et al., 1981) et le Supergroupe de Mackenzie Mountains (équivalent au Groupe de Shaler) à environ 880 à 770 Ma (Park et Aitken, 1986). Toutefois, des acritarches provenant du Groupe de Thule, qui a été mis en corrélation avec le Supergroupe de Bylot (Jackson, 1986), datent de la fin du Riphéen et du début du Vendien (Dawes et Vidal, 1985), signe que ces deux unités occupent une bonne partie de l'intervalle entre 1,2 et 0,7 Ga.

La stratigraphie et la sédimentologie de cette séquence sont trop complexes pour être analysées dans le cadre du présent chapitre. Il suffit de dire que la séquence semble s'être accumulée dans une zone orientée sud-ouest de milieux non marins à infratidaux, qui pourraient représenter la marge passive d'un océan, l'océan «Poséidon», au nord-ouest (Jackson et Ianelli, 1981; Jackson, 1986).

2d) Dans les îles de l'Arctique, la séquence supérieure 2d est représentée uniquement par la Formation de Natkusiak, de l'île Victoria; une lacune sépare cette formation du Groupe de Shaler (Thorsteinsson et Tozer, 1962). Elle a une épaisseur d'environ 740 m et se compose en majeure partie de coulées basaltiques et de dépôts pyroclastiques. Les roches des coulées ont donné un âge K-Ar isochrone de 635 Ma (recalculé à partir de Palmer et Hayatsu, 1975). Des intrusions de diabase lithologiquement reliées ont donné des âges K-Ar de 635 Ma et 640 Ma (recalculés à partir de Christie, 1964). Des recherches paléomagnétiques (Palmer et al., 1983) ont mis en évidence une corrélation avec les diabases frankliniennes, qui recoupent les strates de la séquence 2c dans la plupart des régions. Les âges K-Ar de ces roches sont dispersés; or, bon nombre des âges obtenus dans les bassins de Thule, de Borden et de Fury and Hecla s'échelonnent entre 700 et 800 Ma (Dawes et Rex, 1985; Jackson et Ianelli, 1981; Chandler et Stevens, 1981) et sont comparables aux âges Rb-Sr et U-Pb d'environ 770 à 780 Ma obtenus pour les couches de diabase et de diorite quartzique apparentée des monts Mackenzie (Armstrong et al., 1982; C.W. Jefferson et R. Parrish, communication personelle, 1988). Les dykes se manifestent près de la base du Supergroupe de Windermere de la toute fin du Protérozoïque, qui contient d'abondants sédiments clastiques d'affinité de rift, de même que des sédiments clastiques glaciogéniques et des roches carbonatées épicontinentales. Les sédiments glaciogéniques dans le nord-est du Groenland (Clemmensen, 1979) pourraient être mis en corrélation avec ceux de la Cordillère.

La Formation de Natkusiak et les unités sous-jacentes de l'arche de Minto ont été déformées en de larges plis ouverts, dont les flancs ont des pendages de 5° ou moins, antérieurement à l'accumulation des sédiments clastiques de la fin du Cambrien précoce qui les recouvrent en discordance angulaire. (Thorsteinsson et Tozer, 1962; 1970). Ailleurs sur la Plate-forme de l'Arctique, par exemple dans

le nord de l'île de Baffin, une légère inclinaison des strates est apparente sous la discordance infracambrienne, qui recoupe le Supergroupe de Bylot jusqu'au socle cristallin. Ces structures sont attribuées aux derniers soubresauts du stade de distension.

RÉFÉRENCES

Armstrong, R.L., Eisbacher, G.H., and Evans, P.D.
1982: Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 316-323.

Blackadar, R.G.
1967: Precambrian geology of Boothia Peninsula, Somerset Island, and Prince of Wales Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 151, 62 p.

Brown, R.L., Dalziel, I.W.D., and Rust, B.R.
1969: The structure, metamorphism, and development of the Boothia Arch, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 525-543.

Campbell, F.H.A.
1981: Stratigraphy and tectono-depositional relationships of the Proterozoic rocks of the Hadley Bay area, northern Victoria Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 15-22.
1985: Stratigraphy of the upper part of the Rae Group, Johansen Bay area, northern Coronation Gulf area, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 693-696.

Campbell, F.H.A. and Cecile, M.P.
1979: The northeastern margin of the Aphebian Kilohigok Basin, Melville Sound, Victoria Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 91-94.

Chandler, F.W., Charbonneau, B.W., Ciesielski, A., Maurice, Y.T., and White, S.
1980: Geological studies of the Late Precambrian supracrustal rocks and underlying granitic basement, Fury and Hecla Strait area, Baffin Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 125-132.

Chandler, F.W. and Stevens, R.D.
1981: Potassium-argon age of the Late Proterozoic Fury and Hecla Formation, northwest Baffin Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 37-40.

Christie, R.L.
1964: Diabase-gabbro sills and related rocks of Banks and Victoria islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 105, 11 p.

Clemmensen, L.B.
1979: Notes on the paleogeographical setting of the Eocambrian tillite-bearing sequence of southern Peary Land, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 88, p. 15-22.

Collinson, J.D.
1980: Stratigraphy of the Independence Fjord Group (Proterozoic) of eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 7-23.

Dawes, P.R.
1976 Precambrian to Tertiary of northern Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt, (ed.), The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 248-303.

Dawes, P.R., Frisch, T., and Christie, R.L.
1982 The Proterozoic Thule Basin of Greenland and Ellesmere Island: importance to the Nares Strait debate; in Nares Strait and the Drift of Greenland; a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 89-104.

Dawes, P.R. and Rex, D.C.
1985: Proterozoic basaltic magmatic periods in North-West Greenland: evidence from K/Ar ages; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 130, p. 24-31.

Dawes, P.R. and Vidal, G.
1985: Proterozoic age of the Thule Group: new evidence from microfossils; in Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 125, p. 22-28.

Fahrig, W.F., Christie, K.W., and Jones, D.L.
1981 Paleomagnetism of the Bylot basins: evidence for Mackenzie continental tensional tectonics; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 303-312.

Fraser, J.A., Heywood, W.W., and Mazurski, M.A. (compilers)
1978: Metamorphic map of the Canadian Shield; Geological Survey of Canada, Map 1475A.

Frisch, T.
1982: Precambrian geology of the Prince Albert Hills, western Melville Peninsula, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin 346, 70 p.
1983: Reconnaissance geology of the precambrian Shield of Ellesmere, Devon and Coburg islands, Arctic Archipelago: a preliminary account; Geological Survey of Canada, Paper 82-10, 11 p.

Frisch, T. and Christie, R.L.
1982: Stratigraphy of the Proterozoic Thule Group, southeastern Ellesmere Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 81-19, 13 p.

Frisch, T. and Dawes, P.R.
1982: The Precambrian Shield of northernmost Baffin Bay: correlation across Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greeland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 79-88.

Henderson, J.R.
1983: Structure and metamorphism of the Aphebian Penrhyn Group and its Archean basement complex in the Lyon Inlet area, Melville Peninsula, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 324, 50 p.

Heywood, W.W.
1961: Geological notes, northern District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Paper 61-18, 9 p.
1967: Geological notes, northeastern District of Keewatin and southern Melville Peninsula, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 66-40, 20 p.

Hoffman, P.F., Card, K.D., and Davidson, A.*
in prep.: Precambrian Geology of the Craton in Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 7 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. C-1).

Jackson, G.D.
1986: Notes on the Proterozoic Thule Group, northern Baffin Bay; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 541-552.

Jackson, G.D. and Ianelli, T.R.
1981: Rift-related cyclic sedimentation in the Neohelikian Borden Basin, northern Baffin Island; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 269-302.

Jackson, G.D. and Morgan, W.C.
1978: Precambrian metamorphism on Baffin and Bylot islands; in Metamorphism in the Canadian Shield, J.A. Fraser and W.W. Heywood (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 78-10, p. 249-267.

Jackson, G.D. and Taylor, F.C.
1972: Correlation of major Aphebian rock units in the northeastern Canadian Shield; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1650-1669.

Jefferson, C.W.
1985: Uppermost Shaler Group and its contact with the Natkusiak basalts, Victoria Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 103-110.

Jepsen, H.F. and Kalsbeek, F.
1979: Igneous rocks in the Proterozoic platform of eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 88, p. 11-14.

Jepsen, H.F., Kalsbeek, F., and Suthren, R.J.
1980: The Zig-Zag Dal Basalt Formation, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 25-32.

Kalsbeek, F. and Dawes, P.R.
1980: Rb-Sr whole-rock measurements of the Kap York meta-igneous complex, Thule district, North-West Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 100, p. 30-33.

Kalsbeek, F. and Jepsen, H.F.
1980: Preliminary Rb-Sr isotope evidence on the age and metamorphic history of the North Greenland crystalline basement; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 107-110.

Larsen, O. and Dawes, P.R.
1974: K/Ar and Rb/Sr age determinations on Precambrian crystalline rocks in the Inglefield Land – Inglefield Bredning region, Thule district, western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 66, p. 5-8.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Larsen, O. and Graff-Petersen, P.
1980: Sr-isotopic studies and mineral composition of the Hagen Brae Member in the Proterozoic clastic sediments at Hagen Brae, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 111-118.

Lowden, J.A., Stockwell, C.H., Tipper, H.W., and Wanless, R.K.
1963: Age determinations and geological studies (including isotopic ages – Report 3); Geological Survey of Canada, Paper 62-17, 140 p.

Palmer, H.C., Baragar, W.R.A., Fortier, M., and Foster, J.H.
1983: Paleomagnetism of Late Proterozoic rocks, Victoria Island, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1456-1469.

Palmer, H.C. and Hayatsu, A.
1975: Paleomagnetism and K-Ar dating of some Franklin lavas and diabases, Victoria Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1439-1447.

Park, J.K. and Aitken, J.D.
1986: Paleomagnetism of the Katherine Group in the Mackenzie Mountains: implications for post-Grenville (Hadrynian) apparent polar wander; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 308-323.

Stewart, W.D.
1987: Late Proterozoic to early Tertiary stratigraphy of Somerset Island and northern Boothia Peninsula, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Paper 83-26, 78 p.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1962: Banks, Victoria, and Stefansson islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 330, 85 p.
1970:* Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no.1, p. 547-590.

Wanless, R.K. and Loveridge, W.D.
1972: Rubidium-strontium isochron age studies, Report 1; Geological Survey of Canada, Paper 72-23, 77 p.

Young, G.M.
1981: The Amundsen Embayment, Northwest Territories; relevance to the Upper Proterozoic evolution of North America; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 203-218.

Adresses des auteurs

T. Frisch
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario)
K1A 0E4

H.P. Trettin
Commission géologique du Canada
3303-33rd St. N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Imprimé au Canada

Chapitre 7
FORMATION ET SÉDIMENTATION DU BASSIN FRANKLINIEN DU CAMBRIEN AU SILURIEN, AU GROENLAND SEPTENTRIONAL

Cadre géologique

Linéaments tectoniques

Évolution du bassin

Événements calédoniens au Groenland septentrional

Remerciements

Références

Chapitre 7

FORMATION ET SÉDIMENTATION DU BASSIN FRANKLINIEN DU CAMBRIEN AU SILURIEN, AU GROENLAND SEPTENTRIONAL

A.K. Higgins, J.R. Ineson, J.S. Peel, F. Surlyk, et M. Sønderholm

CADRE GÉOLOGIQUE

Le bassin franklinien s'étend depuis le nord de l'île d'Ellesmere à travers le Groenland septentrional, où ses sédiments affleurent à partir de l'Inglefield Land et de la Washington Land, à l'ouest, jusqu'à la Kronprins Christian Land, à l'est (fig. 7-1 à 7-3). Le segment du bassin qui est exposé au Groenland septentrional a une longueur d'environ 800 km et une largeur nord-sud conservée maximale de 200 km. La succession sédimentaire a presque 8 km d'épaisseur et date principalement du Cambrien et du Silurien; toutefois, elle pourrait remonter jusqu'à la toute fin du Précambrien et se prolonger jusqu'au tout début du Dévonien. Dans le nord de l'île d'Ellesmere et du Groenland, les sédiments se regroupent en deux séquences, une séquence de plate-forme continentale et une autre de cuvette d'eau profonde; dans les deux régions, les variations des faciès dans le temps se ressemblent étroitement. Il est souvent possible de corréler les groupes et formations de part et d'autre du détroit de Nares (Peel et Christie, 1982; Peel et al., 1982). Cependant, une connaissance approfondie des séquences du Groenland septentrional permet de reconstituer le développement de la plate-forme continentale et de la cuvette dans le segment nord-groenlandais du bassin franklinien.

Un craton constitué de socle cristallin de l'Archéen et du Protérozoïque supérieur, sur lequel reposent des roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque moyen et supérieur, gît au sud du bassin franklinien (chapitre 6). Il est exposé sporadiquement en bordure de l'inlandsis, et de manière beaucoup plus étendue dans l'est du Groenland septentrional (fig. 7-1). Au Paléozoïque précoce, il était bordé au nord par une plate-forme peu profonde orientée est-ouest. Deux grandes zones de faciès caractérisent la plate-forme continentale: au sud, une plate-forme d'eau peu profonde (plate-forme interne) à prédominance de roches carbonatées (*sensu* Shlager, 1981), et au nord, une plate-forme externe où prédominent des shales. La frontière entre ces deux régimes a fluctué considérablement; en effet, pendant certaines périodes, la plate-forme était presque complètement submergée tandis qu'à d'autres moments, elle a progradé et sa marge a coïncidé avec la limite supérieure du talus (accore). Un bassin d'eau profonde, ou cuvette, caractérisé par l'accumulation de sédiments à grain fin, de turbidites grèseuses et de conglomérats carbonatés, se trouvait au nord de cette zone. Les turbidites ont été transportées parallèlement à la bordure de la plate-forme continentale, signe que le bassin d'eau profonde avait deux bords pendant la majeure partie de son existence (Surlyk etal., 1980; Surlyk et Hurst, 1984); pour cette raison, le mot «cuvette» sera utilisé dans la description ci-dessous. En outre, le bassin franklinien comprend la séquence de la plate-forme continentale et la séquence d'eau profonde. Toutefois, il n'existe aucun indice direct de la présence, au Groenland septentrional, d'une marge nord du bassin franklinien.

Le bassin franklinien au Groenland septentrional est donc interprété comme témoignant de l'évolution d'une marge continentale passive est-ouest où prédominent des matériaux carbonatés. La fermeture progressive de l'océan Iapetus et l'édification de la chaîne calédonienne à l'est ont fortement influencé la stratigraphie de la séquence de la cuvette.

L'orogenèse ellesmérienne a mis fin à la sédimentation dans la cuvette dans le nord du Groenland septentrional et de l'île d'Ellesmere (chapitres 11, 12). Au Groenland, elle a produit la zone de plissement de North Greenland; la déformation, en grande partie confinée à la séquence de la cuvette, a été intense dans l'extrême nord où elle a été accompagnée d'un faible degré de métamorphisme ayant mené au faciès des amphibolites. La déformation diminue vers le sud et prend fin dans une zone de chevauchement et de plissement par flexure située légèrement au nord de la zone de transition entre la plate-forme et la cuvette silurienne (voir le chapitre 11).

Vu l'isolement du Groenland septentrional, jusqu'à tout récemment, la majorité des travaux géologiques ont été menés à l'échelle de reconnaissance. Des aperçus de la géologie et des travaux antérieurs ont été publiés par Dawes (1971, 1976), Dawes et Soper (1973), Dawes et Peel (1981), Dawes et Christie (1982), Peel (1982) et Christie et Dawes (chapitre 2). En 1978-1980 et 1984-1985, la commission géologique du Groenland a entrepris un levé systématique de la région et des études géoiogiques générales, et ces travaux ont beaucoup accru l'état des connaissances de presque tous les aspects de la géologie du Groenland septentrional. La stratigraphie de la plate-forme continentale du Paléozoïque inférieur (fig. 7-2) a été décrite par Christie et Peel (1977), Hurst (1980a, 1984), Ineson et Peel (1987, sous presse), Peel (1982), Peel et al. (1981),

Higgins, A.K, Ineson, J.R., Peel, J.S., Surlyk, F. et M. Sønderholm
1991: Formation et sédimentation du bassin franklinien du Cambrien au Silurien, au Groenland septentrional; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 7, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

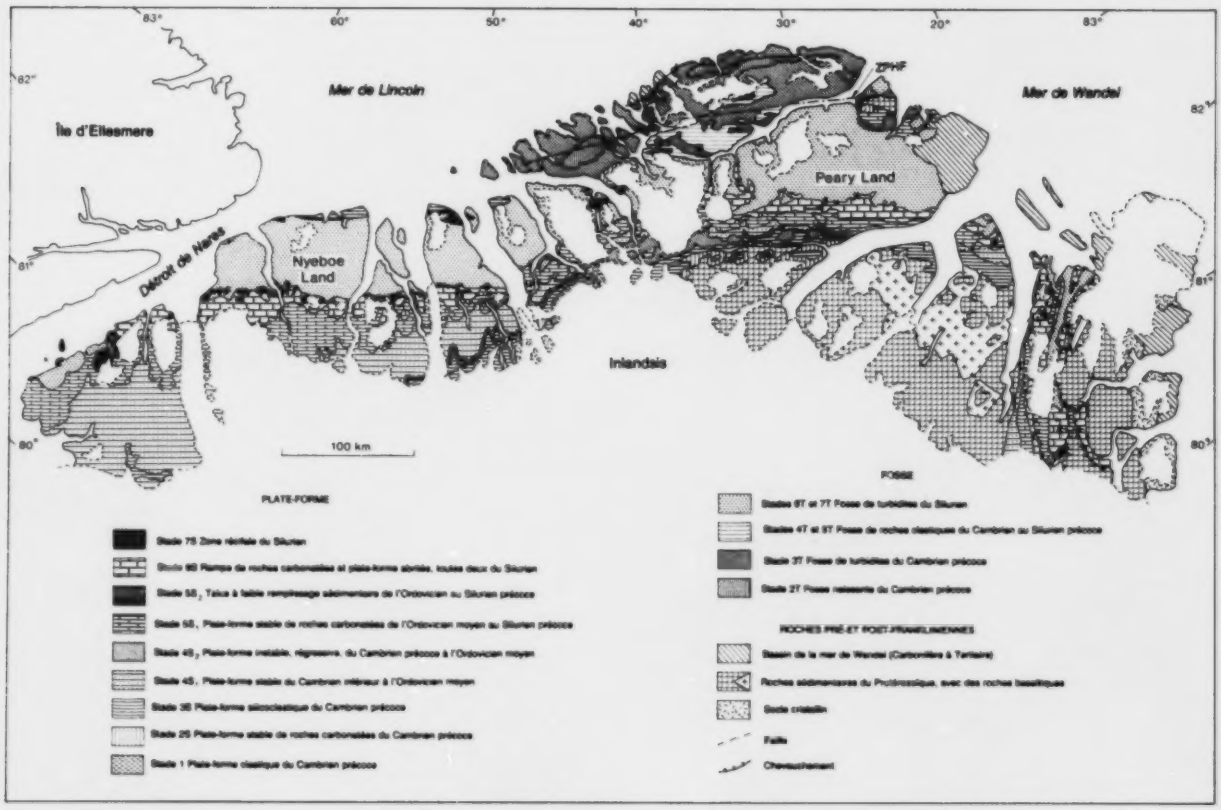


Figure 7-1. Carte géologique donnant les subdivisions de la séquence du bassin franklinien, dans le Groenland septentrional. Les lieux mentionnés dans le texte paraissent à la figure7-2.

Sønderholm et Due (1985) et Sønderholm et al. (1987). La séquence d'eau profonde du Paléozoïque inférieur a été divisée en six groupes stratigraphiques par Friderichsen et al. (1982) (fig. 7-2). Des descriptions préliminaires des séquences du Cambrien et de l'Ordovicien ont été données par Soper et al. (1980), Higgins et al. (1981), Bengaard etal. (1987), Surlyk et Ineson (1987a) et Davis et Higgins (1987). La stratigraphie de la séquence de la cuvette cambro-ordovicienne dans la Peary Land a été reconstituée par Surlyk et al. (sous presse), et la stratigraphie des roches siluriennes d'eau profonde a été décrite par Hurst (1980a), Hurst et Surlyk (1982), Larsen et Escher (1985, 1987) et Surlyk et Ineson (1987b).

Les principaux aspects de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin d'eau profonde datant du début du Paléozoïque précoce au Groenland septentrional ont été décrits par Surlyk et Hurst (1983, 1984). Une série d'étapes dans l'évolution du bassin sont reconnues et mises en relation avec des linéaments tectoniques à l'intérieur du bassin qui ont régi, ou influencé, les limites de la plate-forme, du talus et de la cuvette du bassin à différents moments (fig. 7-3, 7-4).

LINÉAMENTS TECTONIQUES

Surlyk et al. (1980) ont interprété l'évolution du bassin du Groenland septentrional au début du Paléozoïque et sa transformation en une plate-forme au sud et en une cuvette au nord, en fonction d'un contrôle exercé par des linéaments tectoniques; Surlyk et Hurst (1983, 1984) ont donné une explication plus détaillée de ce modèle. D'après cette interprétation, l'expansion du bassin a eu lieu en plusieurs étapes par suite du déplacement vers le sud de sa marge méridionale vers de nouveaux linéaments orientés est-ouest. Ce concept a été adopté par les auteurs du présent chapitre et sert de base à la description intégrée des séquences de plate-forme et de cuvette qui sera présentée dans cet ouvrage. Quelques-uns des linéaments qui ont régi la sédimentation au début du Paléozoïque sont faciles à définir. D'autres sont moins évidents, puisque certains éléments structuraux sont interprétés comme étant les éléments principaux des zones de chevauchement de couverture ou des réseaux de failles eurékiens. Ces chevauchements et failles plus récents ont peut-être eu des précurseurs qui ont été actifs au début du Paléozoïque et qui ont influencé la sédimentation.

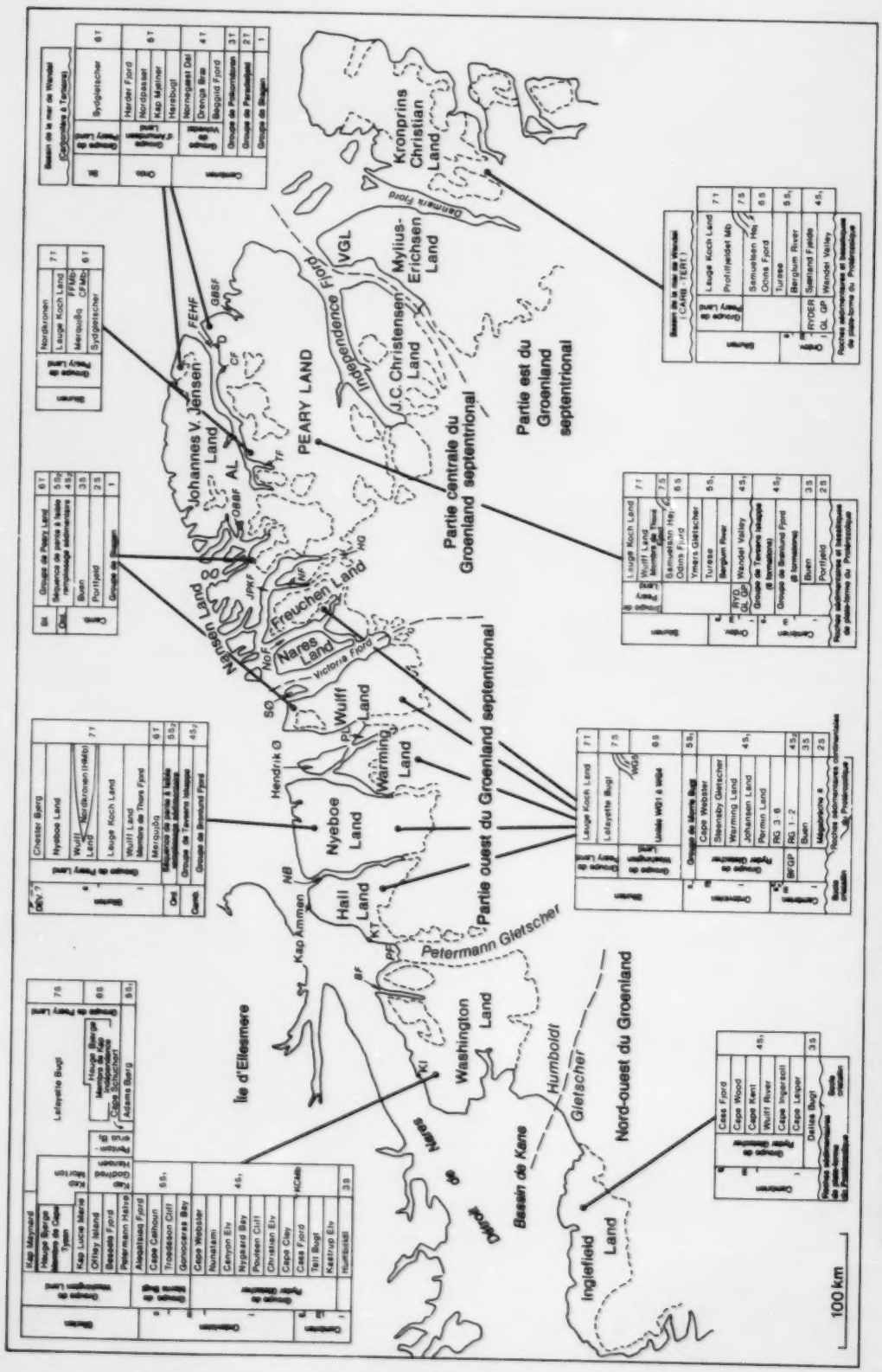


Figure 7-2. Stratigraphie de la séquence du bassin franklinien dans le Groenland septentrional. Les différentes unités correspondent aux stades d'évolution du bassin décrits dans le texte (voir fig. 7-1). AL: Amundsen Land; BF: Bessels Fjord; BFGP: Groupe de Bræriund Fjord; CF: Citronens Fjord; CFMb: Membre de Citronens Fjord; D: Depotbugt; FEHF: Frederick E. Hyde Fjord; FFMb: Membre de Freja Fjord; GBSF: G.B. Schley Fjord; HG: Henson Gletscher; HMb: Membre de Hendrik Ø; JPKF: J.P. Koch Fjord; KCMb: Membre de Kap Coppinger; KI: Kap Independence; KT: Kap Tyson; NB: Newman Bugt; NF: Navarana Fjord; NoF: Nordenskiöld Fjord; OBBF: O.B. Bagnold Fjord; PL: Permin Land; Ryd.Gl.Gp.: Groupe de Ryder Gletscher; SØ: Stephenson Ø; TF: Thor Fjord; VGL: Valdemar Glüstadt Land.

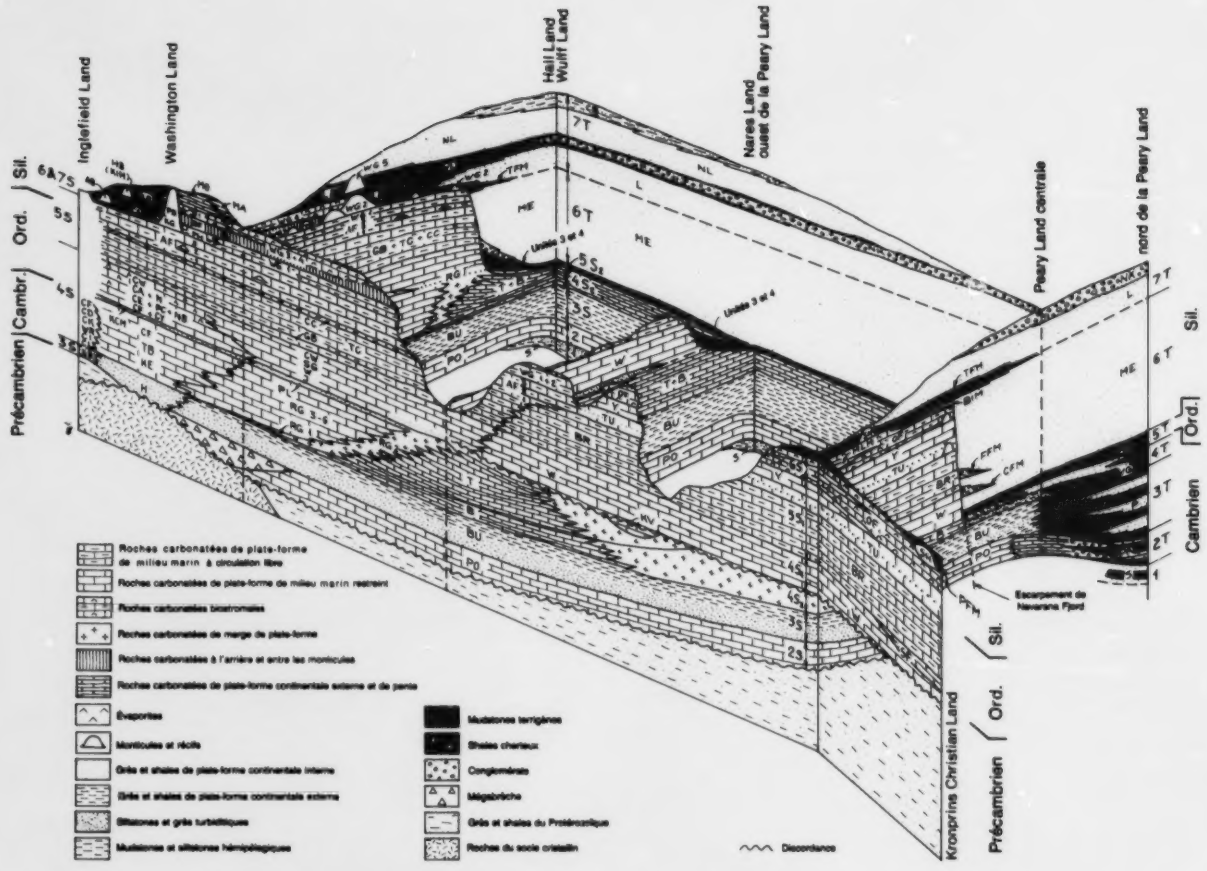


Figure 7-3. Bloc-diagramme montrant les liens entre les dépôts de plate-forme, de talus et de cuvette, accumulés au cours des différents stades d'évolution du bassin franklinien, dans le Groenland septentrional. Les abréviations font référence à des formations, à moins d'indication contraire. AB: Adams Bjerg; AF: Aleqatsiaq Fjord; AG: Groupe d'Amundsen Land; B: Groupe de Brønlund Fjord; BF: Bessels Fjord; BIM: Membre de Bure Iskappe; BR: Brøglum River; BU: Buen; CA: Canyon Elv; CB: Chester Bjerg; CC: Cape Calhoun; CD: Cape Wood; CE: Christian Elv; CF: Cass Fjord; CFM: Membre de Citronens Fjord; CI: Cape Ingersoll; CK: Cape Kent; CL: Cape Leiper; CS: Cape Schuchert; CW: Cape Webster; CY: Cape Clay; DB: Dallas Bugt; FFM: Membre de Freja Fjord; GB: Gonioceras Bay; H: Humboldt; HB: Hauge Bjerge; J: Johansen Land; KCM: Membre de Kap Coppinger; KE: Kastrup Elv; KG: Kap Godfred Hansen; KIM: Membre de Kap Independence; KV: Koch Vaeg; L: Lauge Koch Land; LB: Lafayette Bugt; MA: Kap Maynard; ME: Merqujôq; MLM: Membre de Melville Land; MO: Kap Morton; N: Nunatami; NB: Nygaard Bay; NK: Nordkronen; NL: Nyeboe Land; OF: Odins Fjord; OI: Offley Island; P: Groupe de Polkorridoren; PA: Groupe de Paradisfjeld; PB: Pentamerus Bjerge; PFM: Membre de Profilfjeldet; PH: Petermann Halv; PL: Permin Land; PO: Portfjeld; RG: Groupe de Ryder Gletscher; RLM: Membre de Røhling Land; S: Groupe de Skagen; SF: Sjaelland Fjelde; SG: Steensby Gletscher; SH: Samuelsen Høj; T: Groupe de Tavsens Iskappe; TB: Telt Bugt; TC: Troedsson Cliff; TFM: Membre de Thors Fjord; TU: Turesø; VG: Groupe de Vølvedal; W: Wandel Valley; WG: Groupe de Washington Land; WL: Wulff Land; WR: Wulff River; Y: Ymers Gletscher.

Le stade le plus ancien du bassin franklinien reconnu au Groenland septentrional (Groupe de Skagen) date approximativement de la période qui s'étend du Précambrien tardif au Cambrien précoce; sa base est inconnue. Dans le cas du stade suivant, d'âge Cambrien précoce, il est possible de définir une limite de faciès qui sépare les roches carbonatées de plate-forme de la Formation de Portfjeld des roches carbonatées de cuvette équivalentes du Groupe de Paradisfjeld (fig. 7-2). Cette limite de faciès s'étend de la Depotbugt à l'est, vers l'ouest jusqu'à la partie externe du fjord J.P. Koch, et au nord le long de la côte septentrionale du Groenland jusqu'à la Nyeboe Land (fig. 7-4, stade 2). Cependant, la position d'origine de ce linéament est masquée par un

raccourcissement nord-sud dû au chevauchement ellesmérien. Elle a pu correspondre à un précurseur de la zone de failles actuelle de Harder Fjord (Surlyk et al., 1980; Surlyk et Hurst, 1984; Soper et Higgins, 1987). La répartition actuelle des dépôts successifs de la Formation de Buen (grès et shales de plate-forme continentale) et du Groupe de Polkorridoren (turbidites de cuvette) semble indiquer que la marge de la plate-forme était située un peu plus au sud (fig. 7-4, stade 3); dans les coupes de sondages, des faciès d'eau plus profonde et situés plus loin au large de la côte recouvrent des faciès de plate-forme épicontinentale. Cependant, les chevauchements ellesmériens ont masqué ici encore la position d'origine du linéament en marge de la plate-forme continentale.

La sédimentation carbonatée a repris sur la plate-forme à la fin du Cambrien précoce et s'est poursuivie tout au long de l'Ordovicien; pendant ce temps, l'accumulation de shales a prédominé dans la zone du talus caractérisée par une sédimentation faible. À certains endroits, l'épaisseur totale de la séquence qui s'est accumulée pendant cette période sur la plate-forme externe et le talus est inférieure à 100 m; une épaisseur de 300 à 500 m est plus normale. La séquence de la cuvette, dont l'épaisseur peut atteindre 1 200 m, n'est connue que dans le nord de la Peary Land (Johannes V. Jensen Land) où elle comprend les unités turbiditiques épaisses du Groupe de Vølvedal. Deux linéaments semblent avoir déterminé les limites entre la sédimentation de la plate-forme et la sédimentation de la cuvette à cette époque. Celui du nord, qui s'étend de la Depotbugt jusqu'à la Nyeboe Land, peut avoir marqué la limite septentrionale de la plate-forme pendant la première partie de cette période (fig. 7-4, stade 4). Les turbidites du Groupe de Vølvedal ne se rencontrent qu'au nord de cette ligne. Le linéament sud est celui du fjord Navarana, qui forme un escarpement en bordure d'une plate-forme dans la région des fjords Navarana et J.P. Koch (Surlyk et Hurst, 1984; Escher et Larsen, 1987; Surlyk et Ineson, 1987a, b). Il s'étend vers l'est jusqu'à près de la Depotbugt, et vers l'ouest sous des roches plus jeunes jusqu'au nord de la Nyeboe Land et juste au large de la côte de la Hall Land.

Des sédiments principalement carbonatés de plate-forme externe se sont accumulés entre les deux linéaments au début de la période (fig. 7-4, stade 4), mais ils sont recouverts de sédiments de talus ou de cuvette d'eau plus profonde (Groupe d'Amundsen Land et séquences équivalentes de chert et shale), indication qu'au cours de l'Ordovicien, la marge du bassin avait reculé vers le sud jusqu'au linéament du fjord Navarana (fig. 7-4, stade 5).

Au cour de l'Ordovicien tardif et du Silurien précoce, le linéament du fjord Navarana constituait la limite de faciès séparant les sédiments carbonatés de la plate-forme au sud, des turbidites du Groupe de Peary Land au nord (fig. 7-4, stade 6). Le linéament a pris la forme d'un escarpement accentué, et les formations inférieures du groupe turbiditique de Peary Land (formations de Sydgletscher et de Merqujôq) ne se manifestent qu'au nord. Au Llandovérien tardif, la plate-forme externe s'est affaissée, probablement à cause du poids des séquences épaisses de turbidites dans la cuvette et d'une activité orogénique dans les Calédonides de l'est du Groenland septentrional. Des turbidites ont complètement comblé la cuvette qui s'est étendue vers le sud pour recouvrir la majeure partie de ce qui constitue actuellement le Groenland septentrional (fig. 7-4, stade 7) (Hurst et Surlyk, 1982; Hurst et al., 1983). Une nouvelle limite séparant la plate-forme et la cuvette s'est formée plus loin au sud, et correspond à l'alignement de monticules carbonatés impressionnants qui s'étend du centre de la Hall Land jusqu'à la Kronprins Christian Land. La plate-forme était presque totalement submergée près de la limite du Llandovérien et du Wenlockien, et l'accumulation de matériaux carbonatés n'a persisté que sur quelques monticules isolés. La succession de formations dans le Groupe de Peary Land — Formation de Wulff Land (mudstone), Formation de Lafayette Bugt (mudstone et conglomérats carbonatés), Formation de Lauge Koch Land (turbidites gréseuses), Formation de Nordkronen (surtout des conglomérats à cailloux de chert) et Formation de Chester Bjerg (mudstone et siltstone turbiditiques) — reflète les variations de faciès contrôlées par l'arrivée, dans la cuvette marine profonde, de débris provenant de sources à l'est, principalement des Calédonides qui s'élevaient dans l'est du Groenland (Hurst etal., 1983; Surlyk et Hurst, 1984).

ÉVOLUTION DU BASSIN

Le développement du bassin franklinien au Groenland septentrional est décrit ici en fonction d'une série de stades, définis par rapport aux sédiments qui le comblent et à la position et au style structural de la limite séparant la plate-forme et la cuvette (voir Surlyk et Hurst, 1983, 1984). Les stades sont généralement analogues à des séquences sismostratigraphiques (Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977) ou à des groupes de systèmes sédimentaires reliés dans le temps (par ex., Galloway et Hobday, 1983). Les stades sont décrits ci-dessous en ordre ascendant; pour chaque stade, une description du développement de la plate-forme continentale est suivie d'une description de l'évolution du talus et de la cuvette d'eau profonde correspondants.

Stade 1: Début du bassin (Protérozoïque tardif? au Cambrien précoce)

Le Groupe de Skagen est le représentant le plus ancien du cycle sédimentaire du début du Paléozoïque (fig. 7-1 à 7-3, 7-5). Il est reconnu dans le nord-est de la Peary Land dans la Johannes V. Jensen Land et dans les zones septentrionales du centre et de l'ouest du Groenland septentrional, notamment le nord de la Wulff Land (fig. 7-5). La base du groupe n'est pas visible, bien que les relations stratigraphiques dans le nord-est de la Peary Land semblent indiquer qu'elle repose en discordance sur des quartzites et des roches volcaniques du Protérozoïque (Christie et Ineson, 1979). Là où il affleure au nord, dans la Johannes V. Jensen Land, le Groupe de Skagen est recouvert par le Groupe de Paradisfjeld qui s'est accumulé dans un bassin (voir le stade 2, ci-dessous), alors qu'au sûd du fjord Frederick E. Hyde et dans le centre et l'ouest du Groenland septentrional, il est recouvert de roches carbonatées de plate-forme de la Formation de Portfjeld. L'âge du Groupe de Skagen est incertain, mais une faune de la fin du Cambrien précoce a été recueillie dans la Formation de Kennedy Channel de l'île d'Ellesmere (chapitre 8), dans des strates considérées par Dawes et Peel (1984) comme étant équivalentes à celles du Groupe de Skagen du nord de la Wulff Land.

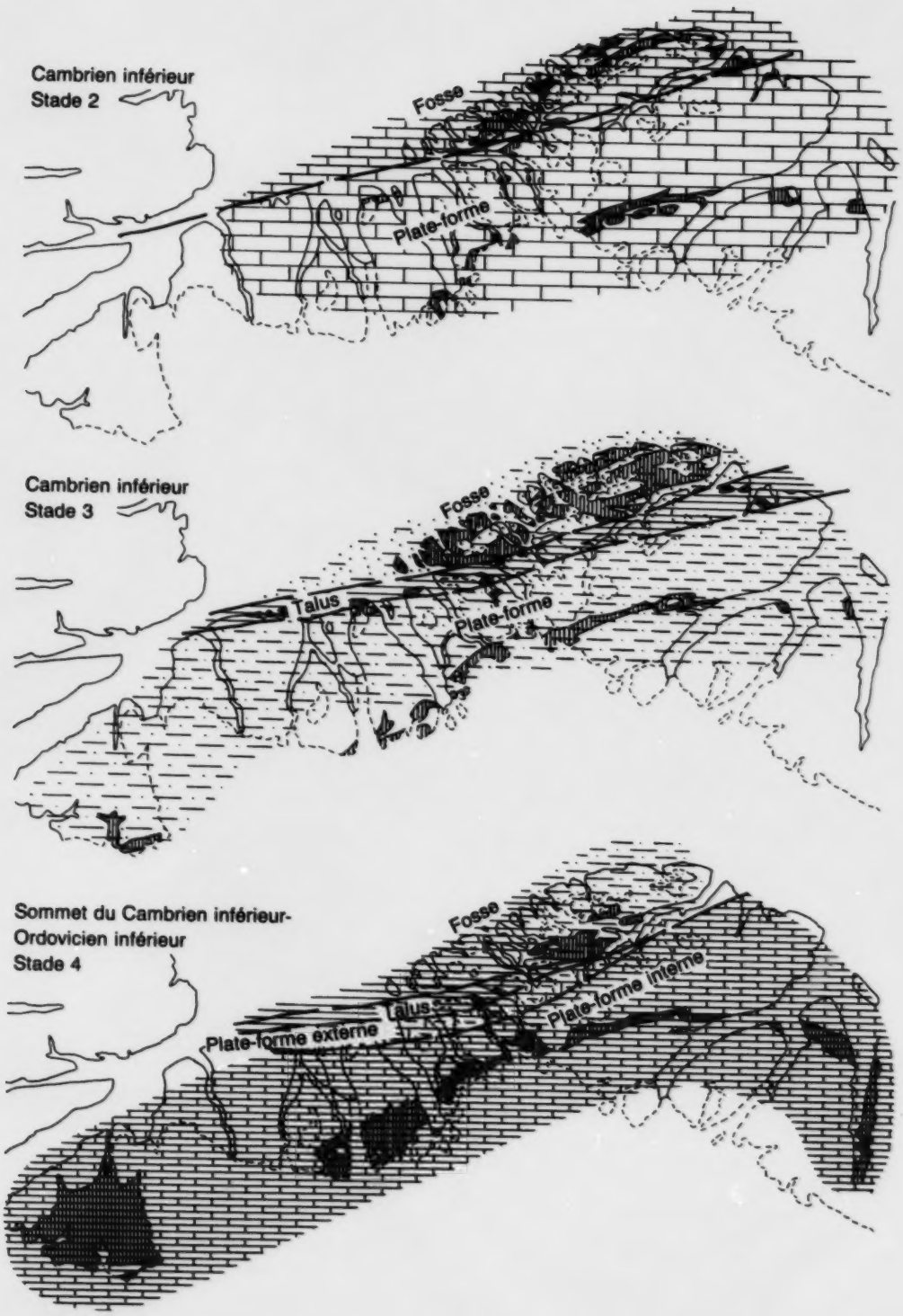
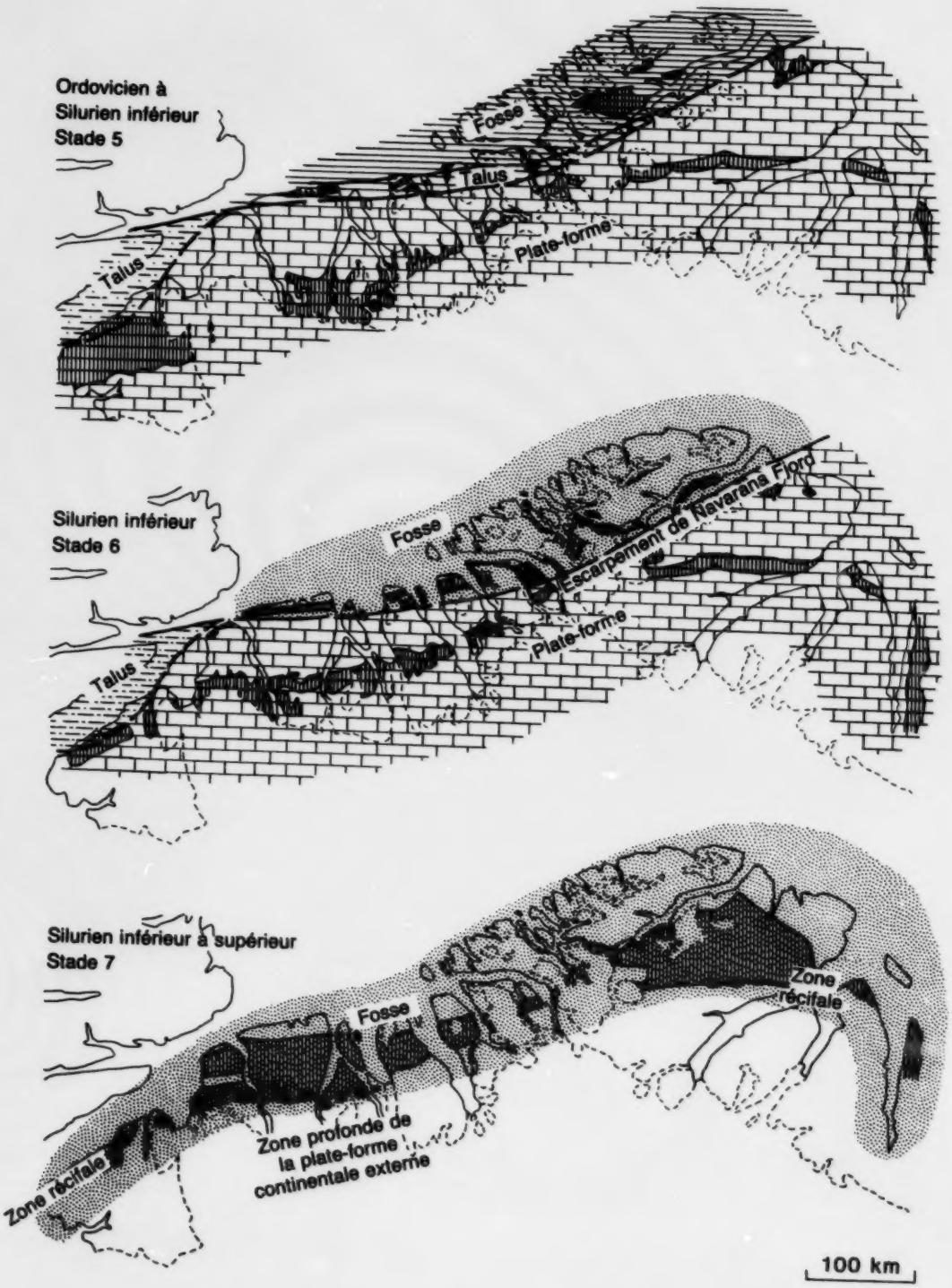


Figure 7-4. Illustration des stades 2 à 7 de l'évolution du bassin franklinien dans le Groenland septentrional, montrant les liens entre les principaux types de sédimentation. Les différents motifs représentent la répartition des lithologies dominées par des roches carbonatées (briques), des sables (points) et des boues (lignes horizontales). Les lignes verticales indiquent les affleurements actuels. L'emplacement de l'escarpement du Navarana Fjord est indiqué au stade 6.


Ordovicien à
Silurien inférieur
Stade 5
Fosse
Talus
Plate-forme
Talus
Silurien inférieur
Stade 6
Fosse
Escarpement de Navarana Fiord
Plate-forme
Talus
Silurien inférieur à supérieur
Stade 7
Zone récifale
Fosse
Zone profonde de
la plate-forme
continentale externe
Zone récifale
100 km

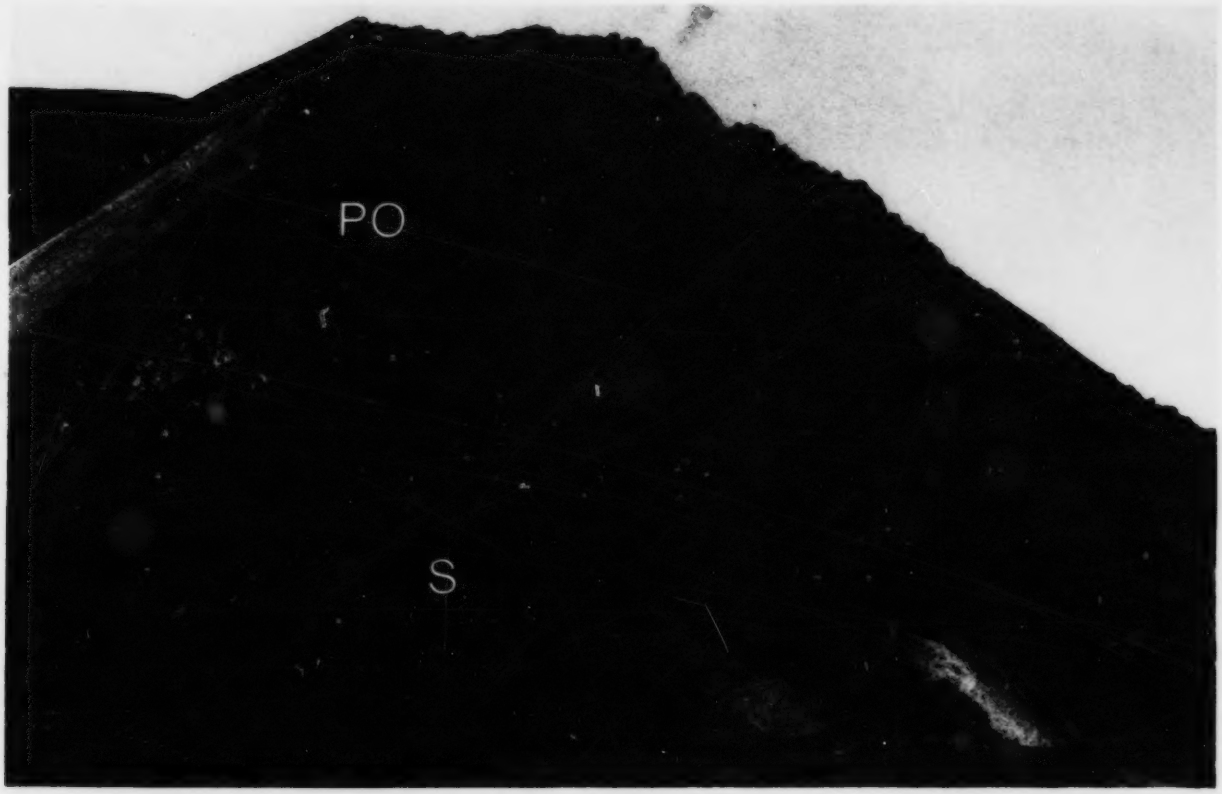


Figure 7-5. Dans le nord de la Wulff Land, mudstones, grès et dolomies du Groupe de Skagen (S, stade 1), recouverts par une séquence de 340 m d'épaisseur de dolomies pâles de la Formation de Portfjeld (PO, stade 2S).

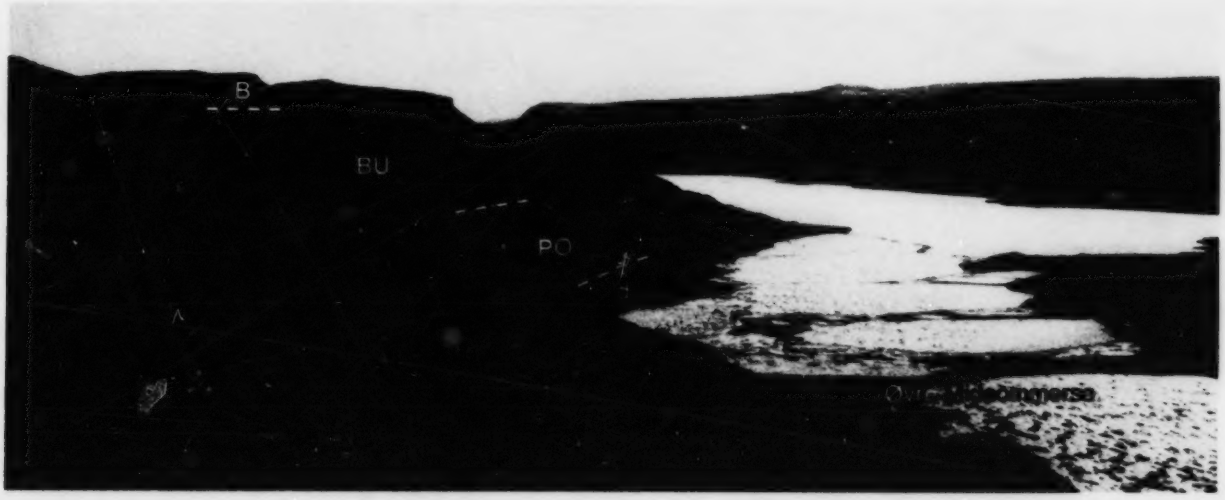


Figure 7-6. Dans le sud de la Peary Land, dolomies de plate-forme stable d'environ 200 m d'épaisseur, faisant partie de la Formation de Portfjeld (PO, stade 2S). Ces roches reposent en discordance sur des grès rouges protérozoïques qui sont recoupés par des intrusions de dolérite (d) à couleur d'altération foncée. Les dolomies sont recouvertes par des roches sédimentaires silicoclastiques de la Formation de Buen (BU, stade 3S), qui peuvent être divisées en une unité inférieure de grès de plage et d'arrière-plage et en une unité supérieure de mudstones et de siltstones de plate-forme externe. L'escarpement est coiffé de roches carbonatées du Groupe de Brønlund Fjord (B, stade $4S_2$).

Dans sa région type dans le nord-est de la Peary Land, le Groupe de Skagen, déformé par des plis serrés, se compose de grès quartzitiques et de mudstones qui ont été divisés en trois unités par Friderichsen et al. (1982); le milieu sédimentaire est inconnu, mais les couches supérieures de la séquence dans la région du fjord G.B. Schley comprennent des dolomies stromatolithiques, à polygones de dessiccation, d'origine péritidale. L'unité inférieure comprend des grès quartzitiques sans structure, l'unité centrale, des mudstones phylliteux foncés, et l'unité supérieure, des lits épais de grès quartzitiques avec des interstrates de mudstones phylliteux et de rares conglomérats à cailloux. L'unité supérieure affleure aussi sur le côté nord de l'embouchure du fjord Frederick E. Hyde, où son contact avec le groupe sus-jacent de Paradisfjeld est concordant mais très déformé.

D'après Higgins et Soper (1985), le Groupe de Skagen et la séquence clastique qui repose sous la Formation de Portfjeld entre la Wulff Land septentrionale et le fjord J.P. Koch, présentent certaines ressemblances. Cette dernière séquence est ici incluse dans le Groupe de Skagen (voir également Surlyk et Ineson, 1987a). Dans le nord de la Wulff Land, où la déformation est moins prononcée, le Groupe de Skagen comporte plus de 500 m de mudstones, de grès et de dolomies. La moitié inférieure de la séquence est constituée principalement de mudstones avec des lits et des lamines de grès de grain fin à moyen et à stratification oblique. L'épaisseur des lits de grès augmente vers le sommet et la stratification oblique en mamelons devient plus fréquente vers le centre du groupe. Cet intervalle inférieur atteste de la sédimentation sur une plate-forme externe perturbée par des tempêtes. Vient ensuite une séquence plus variée de grès grossiers caillouteux, de grès à stratification oblique en mamelons, de mudstones et de dolomies oolitiques intraclastiques, qui reflète des milieux marins peu profonds de plage et d'arrière-plage. Les grès à grain grossier présentent une stratification oblique en auge de grande envergure et une lamination parallèle planaire caractéristiques des dépôts qui se sont accumulés sur une avant-plage dominée par des tempêtes et possiblement sur

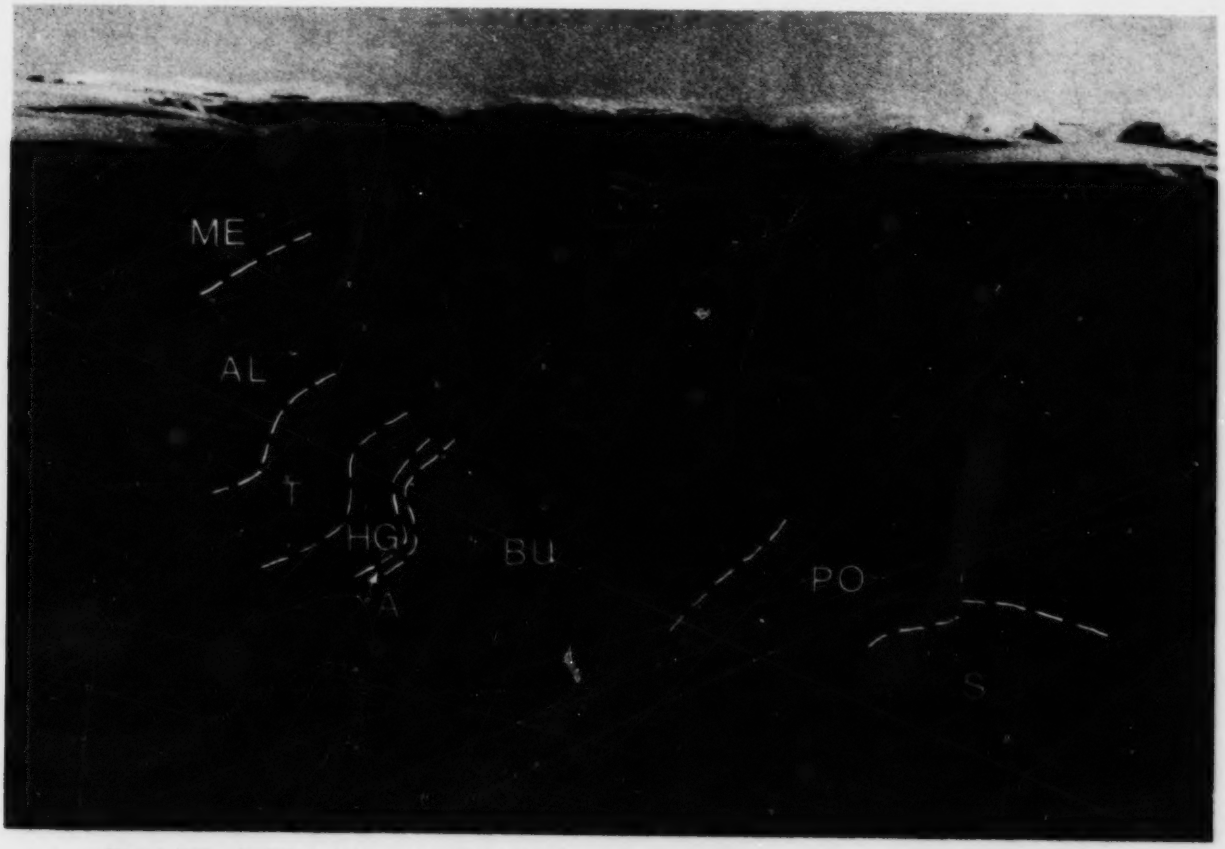


Figure 7-7. Anticlinal du Navarana Fjord, dont le coeur se compose des roches du Groupe de Skagen (S, stade 1), et sur lequel reposent des dolomies de la Formation de Portfjeld (PO, stade 2S), des grès et shales foncés de la Formation de Buen (BU, stade 3S) et finalement, des unités de plate-forme externe des formations d'Aftenstjernesø (A) et de Henson Gletscher (HG), et du Groupe de Tavsens Iskappe (T), tous du stade $4S_2$. Au sommet, l'unité sombre présente des cherts foncés et des shales cherteux d'une nouvelle formation du Groupe d'Amundsen Land (AL, stade 5T); elle supporte des grès turbiditiques de la Formation de Merqujôq (ME, stade 6T). La calotte glaciaire de plateau atteint 1100 m d'altitude.

une plage. Des dolomies oolitiques intraclastiques grises à stratification oblique en mamelons prédominent dans les 100 m supérieurs du groupe et passent progressivement vers le sommet à des dolomies pâles et massives de la Formation de Portfjeld (voir le stade 2 ci-dessous).

Le groupe de Skagen représente la première étape du développement du bassin franklinien dans le Groenland septentrional. Il témoigne de la subsidence initiale et de la transgression sur le socle protérozoïque auxquelles sont dû la création d'une plate-forme continentale dominée par des tempêtes qui était confinée dans les extrémités nord du Groenland septentrional. La succession reflète une baisse globale du niveau de la mer et les premières étapes de la différenciation de la plate-forme continentale en une plate-forme carbonatée et une plate-forme principalement silicoclastique et influencée par les tempêtes; ces événements ont conduit au développement d'une plate-forme carbonatée stable qui est représentée par la Formation de Portfjeld (stade 2S) (Surlyk et Ineson, 1987a). La Formation de Kennedy Channel de l'île d'Ellesmere présente une évolution séquentielle semblable (chapitre 8).

Stade 2 : Plate-forme stable et fosse embryonnaire du Cambrien inférieur

La transition du premier au deuxième stade du développement du bassin est marquée par le passage des sédiments principalement silicoclastiques aux sédiments carbonatés, et par une différenciation nette en un milieu de plate-forme continentale et un milieu de cuvette d'eau profonde (fig. 7-4, stade 2).

Ce stade dans l'évolution de la région est représenté par la Formation de Portfjeld sur la plate-forme continentale et par le Groupe de Paradisfjeld dans la cuvette (fig. 7-1 à 7-3).

2S: Plate-forme stable

La Formation de Portfjeld affleure à travers l'est et le centre du Groenland septentrional mais n'a pas été reconnue à l'ouest de la Wulff Land et à l'est du fjord Danmark. Au nord, elle repose en concordance sur des sédiments de plate-forme du Groupe de Skagen (fig. 7-5); plus loin au sud, elle recouvre en discordance des strates protérozoïques (figs. 7-2, 7-6). La formation est pauvre en fossiles mais a donné des algues bleues datant probablement du Cambrien précoce.

La Formation de Portfjeld a 200 à 280 m d'épaisseur dans le sud de la Peary Land (O'Connor, 1979) et comprend habituellement des dolomies oolitiques et intraclastiques à stratification oblique, des conglomérats à cailloux plats, des dolomies silteuses à rides d'oscillation et des dolomies à lamination algaire qui présentent des stromatolithes planaires, plissotés, digités, en dômes et en colonnes. Des dolomies bitumineuses et cherteuses gris foncé constituent une unité distincte latéralement persistante (de 10 à 15 m d'épaisseur) près de la base de la formation (O'Connor, 1979) dans cette région. Des dolomies oncolitiques et pisolitiques sont présentes à certains niveaux, et des fentes de dessiccation ainsi que des surfaces irrégulières et bréchifiées (paléokarsts?) se rencontrent par endroits. Ces dernières sont parfois associées à des brèches contenant des grains de quartz bien arrondis dans une matrice dolomitique et, de pair avec des intervalles de grès aux grains moyens à grossiers et bien arrondis (O'Connor, 1979), elles représentent probablement des périodes de régression et d'émersion locale (Hurst et Surlyk, 1983b). L'association de faciès semble indiquer que la sédimentation a eu lieu dans des milieux infratidaux et intertidaux peu profonds sur une plate-forme marine carbonatée. Des grainstones oolitiques à intraclastes se sont accumulés sur des bancs de sable carbonaté subaquatiques et dans des eaux agitées peu profondes, alors que des boues et silts carbonatés fétides à lamination algaire se sont accumulés dans des milieux marins protégés dont la nature variait d'infratidale d'eau peu profonde à intertidale de basse à moyenne énergie.

La Formation de Portfjeld s'épaissit nettement vers le nord. Dans le nord-est de la Peary Land, elle atteint 400 à 700 m d'épaisseur (Christie et Ineson, 1979); dans le nord-ouest de la Peary Land, elle s'épaissit radicalement vers le nord sur une distance d'un peu moins de 20 km, passant de 260 m au fjord Navarana (fig. 7-7) à entre 500 et 700 m à l'est du fjord J.P. Koch. Dans ces affleurements septentrionaux, la formation se compose presque entièrement de grainstones oolitiques à intraclastes dolomitisés, qui présentent par endroits une stratification oblique en mamelons, avec de rares intervalles de stromatolithes en colonnes et de grainstones oncolitiques. Cette succession plus épaisse au nord de roches carbonatées de milieu à haute énergie représente manifestement la bordure externe de la plate-forme qui s'est agrandie rapidement en réponse à une subsidence plus poussée le long de la limite séparant la plate-forme de la cuvette. La différence dans l'épaisseur et la présence d'un mélange de dépôts carbonatés et silicoclastiques dans la partie supérieure du groupe sous-jacent de Skagen semblent indiquer que l'accumulation des sédiments carbonatés de la Formation de Portfjeld a commencé sur la plate-forme externe, pendant que les apports de sables et de boues terrigènes continuaient à s'accumuler sur la plate-forme interne (Surlyk et Ineson, 1987a). Le Groupe de Paradisfjeld, qui s'est accumulé dans un bassin et se compose principalement de matériaux carbonatés, remplace la Formation de Portfjeld plus loin au nord (voir ci-dessous).

La Formation de Portfjeld repose sous les sédiments silicoclastiques de la Formation de Buen. Le contact est net et il n'y a aucune discordance angulaire; à plusieurs endroits, les niveaux supérieurs de la Formation de Portfjeld sont bréchifiés et ont une couleur rouge (Davis et Higgins, 1987); des clastes de la Formation de Portfjeld sont incorporés dans la base de la Formation de Buen (O'Connor, 1979). Il est probable que la limite séparant les deux formations témoigne de l'exposition et de la disposition subséquente d'une bonne partie de la plate-forme carbonatée; la sédimentation silicoclastique a commencé à la suite de la transgression rapide de la plate-forme (voir le stade 3, ci-dessous).

La Formation de Portfjeld peut être facilement mise en corrélation avec la Formation d'Ella Bay de l'île d'Ellesmere (Peel et Christie, 1982; chapitre 8), avec laquelle elle présente des similarités frappantes sur le plan des faciès et de l'évolution.

Une mégabrèche remarquable trouvée près du fond du fjord Victoria reflète un événement tectonique important qui s'est produit le long de la marge sud exposée du bassin franklinien, dans l'ouest du Groenland septentrional, après

la sédimentation de la Formation de Portfjeld. Cette unité a été formée essentiellement par l'effondrement, la fragmentation et le transport en masse de toute la Formation de Portfjeld (fig. 7-8); son épaisseur varie de 85 à 270 m. Elle repose sur une surface irrégulière constituée de socle cristallin ou de minces vestiges de la Formation de Morænsø du Protérozoïque supérieur, et est elle-même recouverte de grès et de mudstones intacts de la Formation de Buen. Elle se compose principalement de blocs et de grosses dalles de divers types de dolomie et de dolomie cherteuse de la Formation de Portfjeld, ainsi que de gros clastes de quartzite, de socle gneissique et de siltstone rouge englobés dans une matrice carbonatée qui contient d'abondants grains de quartz bien arrondis. Les clastes sont anguleux et très mal classés. Les plus grosses dalles ont plus de 100 m de longueur et peuvent avoir des dizaines de mètres d'épaisseur; elles sont principalement subhorizontales mais présentent différents degrés de déformation, allant de la courbure et du bombement peu prononcés, au plissement, à la formation de failles et au cisaillement poussés. Les dalles peuvent avoir des bords nets ou passer progressivement verticalement ou latéralement à des strates plus déformées, et enfin à un conglomérat désorganisé à éléments supportés par la matrice. Une déformation d'envergure, avec des plis de grande amplitude, tel qu'observé dans la zone terrestre au sud de la Nares Land, pourrait représenter des contorsions produites au front de la nappe de débris.

Malgré l'omniprésence de dalles plissées et inclinées, les éléments directionnels ne sont pas très évidents sur le terrain. Or, la mesure des axes de plis et le pendage généralement sud de la surface des dalles semblent indiquer que la direction de transport était approximativement nord.

Des séismes violents associés aux failles le long de la ligne charnière sud du bassin franklinien ont fait éclater et ont déplacé les roches sédimentaires du Protérozoïque et de la Formation de Portfjeld déjà lithifiée, produisant des flots de débris gigantesques qui qui se sont déplacés vers le bas des pentes en direction du nord. Ni le lieu géographique ni l'origine géologique des failles hypothétiques ne sont connus. L'unité bréchifiée s'étend vers le nord-est jusque dans l'extrême sud de la Wulff Land et jusqu'au centre de la zone terrestre au sud de la Nares Land; toutefois, la géométrie de la mégabrèche et son lien avec la formation intacte de Portfjeld sont également inconnus. Or, la formation intacte de Portfjeld se manifeste à l'ouest jusqu'au fjord Nordenskiöld, et des affleurements isolés sont reconnus dans la région axiale des plis dans la partie nord de la Freuchen Land et de la Wulff Land (Surlyk et Ineson, 1987a).

2T : Cuvette embryonnaire

Le Groupe de Paradisfjeld (Friderichsen et al., 1982) est une séquence de mudstones carbonatés, de dolomies et de conglomérats qui a au moins 1 km d'épaisseur; il s'agit de l'équivalent en eau profonde de la Formation de Portfjeld (Surlyk et al., 1980). Il est largement exposé dans la Johannes V. Jensen Land et la Nansen Land (fig. 7-1 à 7-4) où il est fortement déformé et affleure généralement dans la région axiale des anticlinaux. Les changements de faciès sont peu nombreux parallèlement à la direction (d'est en ouest); en revanche, il existe des variations plus marquées du sud au nord. Le groupe date probablement entièrement du Cambrien précoce, bien que des fossiles (*Chancelloria* et brachiopodes inarticulés) n'aient été retrouvés que dans la partie supérieure (Peel et Higgins, 1980). Une division bipartite est reconnue presque partout dans la zone d'affleurement (fig. 7-9) : une unité inférieure épaisse de roches carbonatées uniformes, de couleur gris foncé, et une unité supérieure plus mince de lithologies carbonatées plus variées, de couleur claire (Friderichsen et al., 1982). Des descriptions préliminaires de la séquence ont été publiées par Dawes et Soper (1973), Friderichsen et Bengaard (1985), Higgins et al. (1981) et Soper et al. (1980).

L'unité inférieure comprend principalement des roches carbonatées à altération blocailleuse de couleur foncée, et des mudstones calcareux. Les premières sont mal litées; leurs structures sont souvent déformées et recristallisées, mais bon nombre d'entre elles semblent avoir été des calcarénites mal classées. L'unité inférieure est généralement uniforme, avec parfois des zones de turbidites calcareuses claires et de shales calcareux qui ne sont toutefois pas suffisamment continues pour permettre l'établissement de sous-divisions. Des conglomérats calcaires à blocs énormes (jusqu'à 50 m de diamètre) se manifestent par endroits.

L'unité supérieure ressort grâce à ses couleurs d'altération (jaune et orangée) et à ses lithologies variées; la séquence est généralement bien litée et comprend des dolomies gris pâle et jaunes, des turbidites calcareuses, une séquence comportant jusqu'à six couches de conglomérats à éléments de calcaire et une unité de transition de 20 à 40 m d'épaisseur composée de shale et de siltstone à couleur d'altération orangée, qui passe vers le sommet au Groupe de Polkorridoren.

Des shales calcareux apparaissent dans la séquence du Groupe de Paradisfjeld et augmentent en importance vers le nord, alors que les conglomérats s'amincissent et disparaissent. Cependant, l'intense déformation rend les détails des variations lithologiques difficiles à identifier dans l'extrême nord.

Des conglomérats à éléments de calcaire se présentent dans les parties les plus élevées de l'unité supérieure; ils forment une large zone d'une longueur de 250 km le long de la limite sud des affleurements. Les conglomérats sont de deux types, soit qu'ils ont une fabrique à support par grains ou soit une fabrique à support par matrice, cette dernière prédominant et comportant des clastes de dimensions plus variées. Les clastes se composent surtout de fragments carbonatés gris clair ou gris pâle, dont la longueur varie habituellement de quelques centimètres à des dizaines de centimètres; ils sont entourés d'une matrice carbonatée fine. Des clastes arrachés déformés se présentent par endroits. La couche conglomératique du sommet de l'unité possède une matrice caractéristique de sable quartzeux. Les couches sont souvent granoclassées; elles sont planaires, et leurs limites sont nettes et souvent érosives. Leur épaisseur varie normalement de 15 cm à 3 m, mais celle des unités composites peut atteindre 15 m. L'ensemble des éléments sédimentaires laisse supposer qu'il y a eu transport par des courants de turbidité très denses et des flots de débris. Les cailloux font souvent preuve d'une forte fabrique tectonique originelle. Les directions de transport n'ont pas été mesurées. Cependant, la lithologie et la répartition indiquent clairement que la

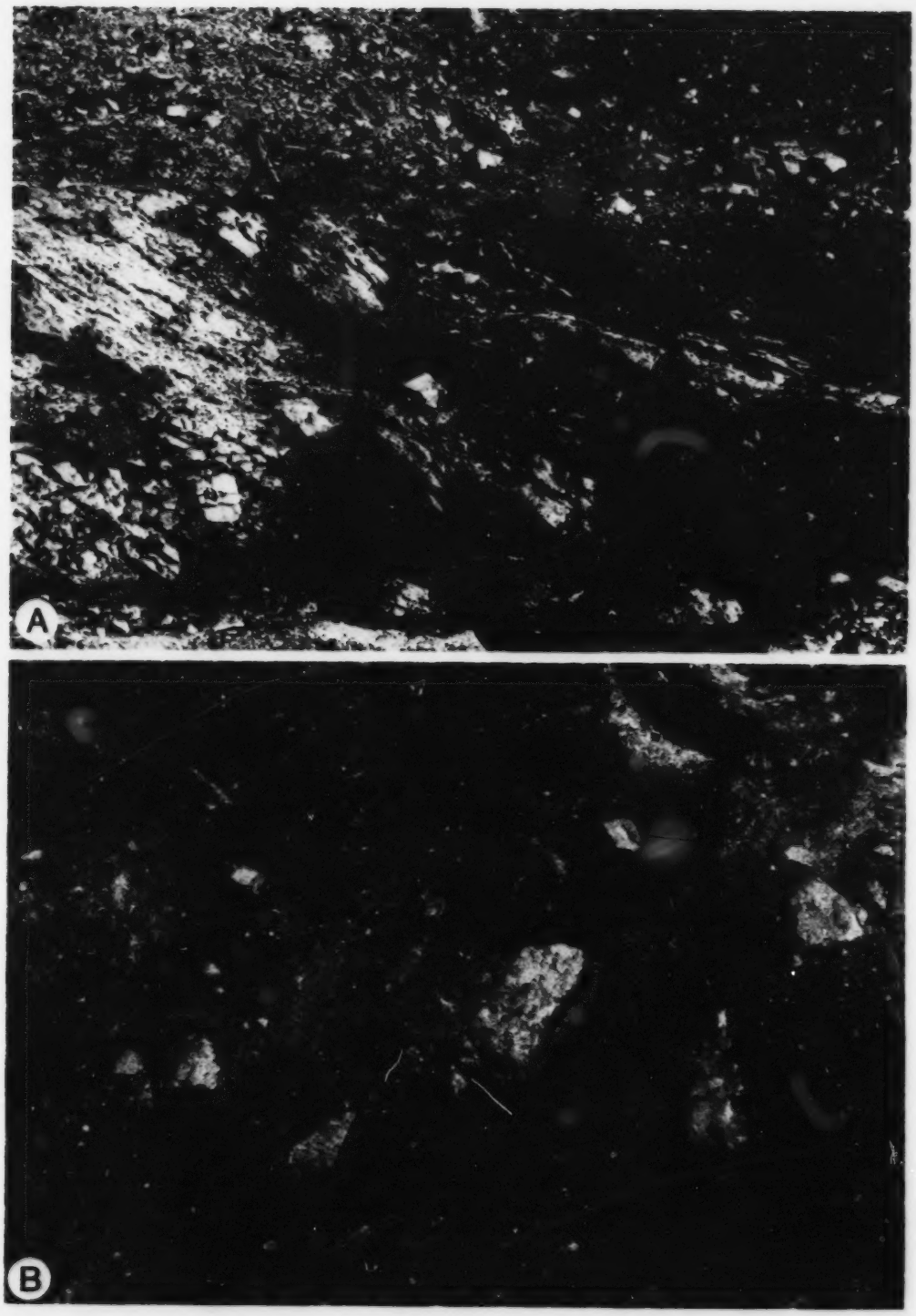


Figure 7-8. A. Dans le sud de la Wulff Land, grandes dalles de dolomie gauchies et plissées, provenant de la Formation de Portfjeld (stade 2S). B. Conglomérat contourné à fabrique à support par matrice, dans lequel sont noyées les grandes dalles de dolomie de la photo A.

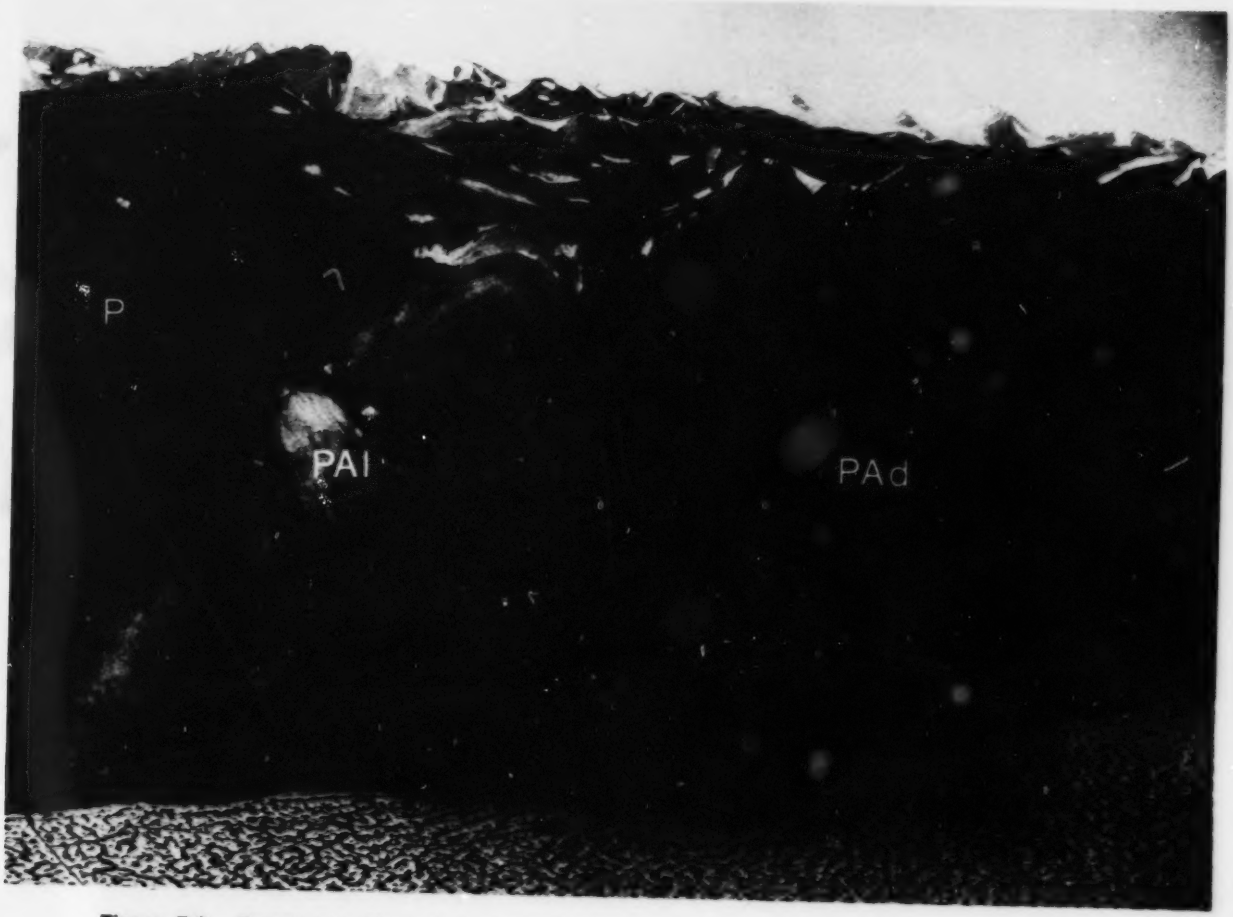


Figure 7-9. Grands plis déversés à orientation nord dans l'est de la Nansen Land. Le Groupe de Paradisfjeld (stade 2T) se divise en une séquence inférieure, composée de roches carbonatées blocailleuses (PAd) de couleur sombre, et en une séquence supérieure, présentant des dolomies de couleur pâle (PA1). Les roches sus-jacentes, à couleur d'altération foncée, sont des siltstones et des grès du Groupe de Polkorridoren (P, stade 3T). Les sommets au premier plan s'élèvent 650 m au-dessus du fjord.

région source des conglomérats se trouvait à proximité de la plate-forme carbonatée méridionale.

L'association composée principalement de calcaires gris avec des turbidites calcareuses et des dépôts associés témoigne de l'existence d'un milieu relativement profond de talus et de cuvette.

Le passage vers le sud du Groupe de Paradisfjeld aux sédiments épicontinentaux de la Formation de Portfjeld de la plate-forme continentale carbonatée n'a pas été observé directement. La ligne de démarcation actuelle entre les affleurements des deux unités (fig. 7-4, stade 2) coïncide avec l'emplacement d'une zone de chevauchement ellesmérienne subhorizontale, et la transition est masquée par la séquence du toit de la faille. La marge actuelle de la plate-forme carbonatée, tout probablement un ancien escarpement, a pu, sous l'influence d'un élément tectonique important, coïncider avec un précurseur de la zone de failles actuelle de Harder Fjord (Surlyk et al., 1980; Surlyk et Hurst, 1984). Des olistolites énormes dérivés de la Formation de Portfjeld se manifestent dans la partie inférieure du Groupe turbiditique de Polkorridoren (fig. 7-10) (Friderichsen et Bengaard, 1985). Ainsi, l'escarpement de la Formation de Portfjeld a donc persisté ou a été ranimé par la formation ultérieure de failles, de sorte que certaines parties de la formation étaient encore exposées à l'époque de la sédimentation de la Formation de Buen et du Groupe de Polkorridoren. Après avoir été enfouie sous les nappes de charriage ellesmériennes, l'ancienne ligne de faille peut avoir été réactivée après l'orogènese ellesmérienne pour former la faille actuelle de Harder Fjord (Soper et Higgins, 1987).

Stade 3 : Plate-forme silicoclastique du Cambrien précoce - cuvette à turbidites

Le passage du deuxième au troisième stade de développement du bassin est caractérisé par une subsidence différentielle marquée qui a mené à la création de la cuvette à turbidites d'eau profonde. Cet événement a été accompagné par le déplacement vers le sud de la limite séparant la plate-forme et la cuvette qui a atteint une position vraisemblablement contrôlée par des failles nouvelles (fig. 7-4, stade 3). Par suite du déplacement subséquent des zones de faciès, les dépôts de talus et de marge de cuvette du Groupe de Paradisfjeld ont été recouverts par les vrais dépôts de cuvette d'eau profonde du Groupe de Polkorridoren, tandis que la zone du talus a migré vers le sud. L'accroissement marqué de la subsidence est relié à une interruption de la sédimentation sur la plate-forme carbonatée. Toutefois, l'eau était peu profonde sur la plate-forme continentale, et la zone formait toujours une plate-forme bien définie qui contrastait nettement avec les milieux plus profonds de talus et de cuvette. Le cadre tectonosédimentaire durant ce stade devait donc se présenter comme suit: un vaste talus s'est formé à l'extérieur d'une plate-forme où s'accumulaient des boues et sables terrigènes; ce talus se distinguait par la sédimentation, dans un milieu bien oxygéné, de mudstones rouges et verts avec parfois des turbidites peu épaisses. Des matériaux clastiques grossiers ont dû traverser la plate-forme continentale et parvenir jusque dans des canyons sous-marins qui n'ont pas encore été découverts. Ces matériaux ont été déposés par des courants de turbidité sur plusieurs cônes sous-marins dont les parties externes ont été déviées vers l'ouest le long de l'axe est-ouest de la fosse.

3S: Plate-forme continentale silicoclastique

Le troisième stade de développement de la plate-forme continentale est représenté par une séquence de sédiments silicoclastiques à laquelle on a donné le nom de Formation de Buen (Jepsen, 1971); elle se situe dans la région comprise entre la Warming Land, le fjord Danmark et les formations de Humboldt et de Dallas Bugt dans la Washington Land et l'Inglefield Land, respectivement (fig. 7-1 à 7-3; Peel et Christie, 1982). La Formation de Kap Holbaek des zones à l'extrême est du Groenland septentrional était

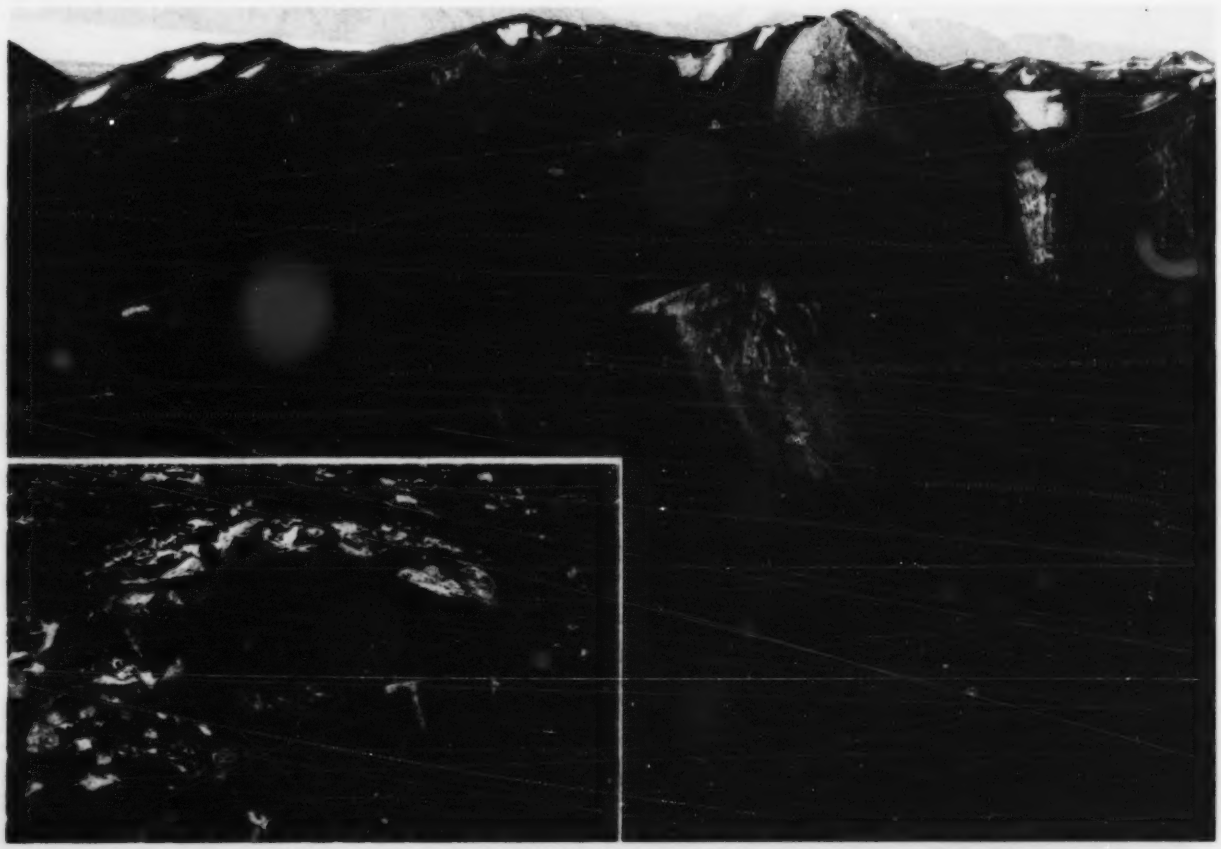


Figure 7-10. Olistolites de dolomie de la Formation de Portfjeld (stade 2S), à couleur d'altération jaune, à l'intérieur d'une succession de siltstone du Groupe de Polkorridoren (stade 3T), dans la Nansen Land. Les plus gros blocs mesurent 150 m de largeur. La photo en cartouche montre un bloc d'un diamètre de 2 m.

auparavant considérée comme étant directement corrélative à la Formation de Buen, mais des acritarches semblent indiquer qu'elle date plutôt du Protérozoïque tardif (Peel, 1985). Au nord, ces sédiments clastiques de plate-forme du Cambrien inférieur passent progressivement aux turbidites du Groupe de Polkorridoren (voir ci-dessous). Les sédiments de plate-forme recouvrent les roches carbonatées de plate-forme du stade 2 dans la région à l'est de la Wulff Land (fig. 7-6, 7-7), mais forment un dépôt transgressif discordant sur les roches sédimentaires protérozoïques et les gneiss archéens au sud-ouest dans l'Inglefield Land; leur étendue n'a pas été établie dans la partie ouest du bassin, où seules des roches plus jeunes affleurent. Dans tout le Groenland septentrional, les sédiments de plate-forme du stade 3 sont recouverts en concordance par des roches carbonatées du stade 4.

Les affleurements de la Formation de Buen (milieu et fin du Cambrien précoce) ont entre 425 et 500 m d'épaisseur au sud; en revanche, les affleurements de cette formation sur la plate-forme externe n'atteignent qu'environ 250 m d'épaisseur dans le fjord Navarana et le nord de la Wulff Land. La formation s'épaissit rapidement vers le nord à l'endroit marqué par la transition au bassin d'eau profonde (voir ci-dessous). Elle comporte une séquence de grès et de mudstones, avec de rares conglomérats et calcaires squelettiques, et peut être typiquement subdivisée en une unité inférieure à prédominance de sable, et en une unité supérieure à prédominance de boue (fig. 7-6). En général, la proportion de grès dans la formation diminue vers le nord; par conséquent, la formation est constituée principalement de grès dans le sud-est de la Peary Land et le sud de la Wulff Land (Jepsen, 1971; Hurst et Peel, 1979), mais elle se compose surtout de séquences épaisses à prédominance de mudstones dans le nord-est de la Peary Land et jusque dans le nord de la Nyeboe Land (Christie et Ineson, 1979; Davis et Higgins, 1987; Soper et Higgins, 1985; Surlyk et Ineson, 1987a). L'unité gréseuse comprend quelques intercalations de conglomérats et de mudstones

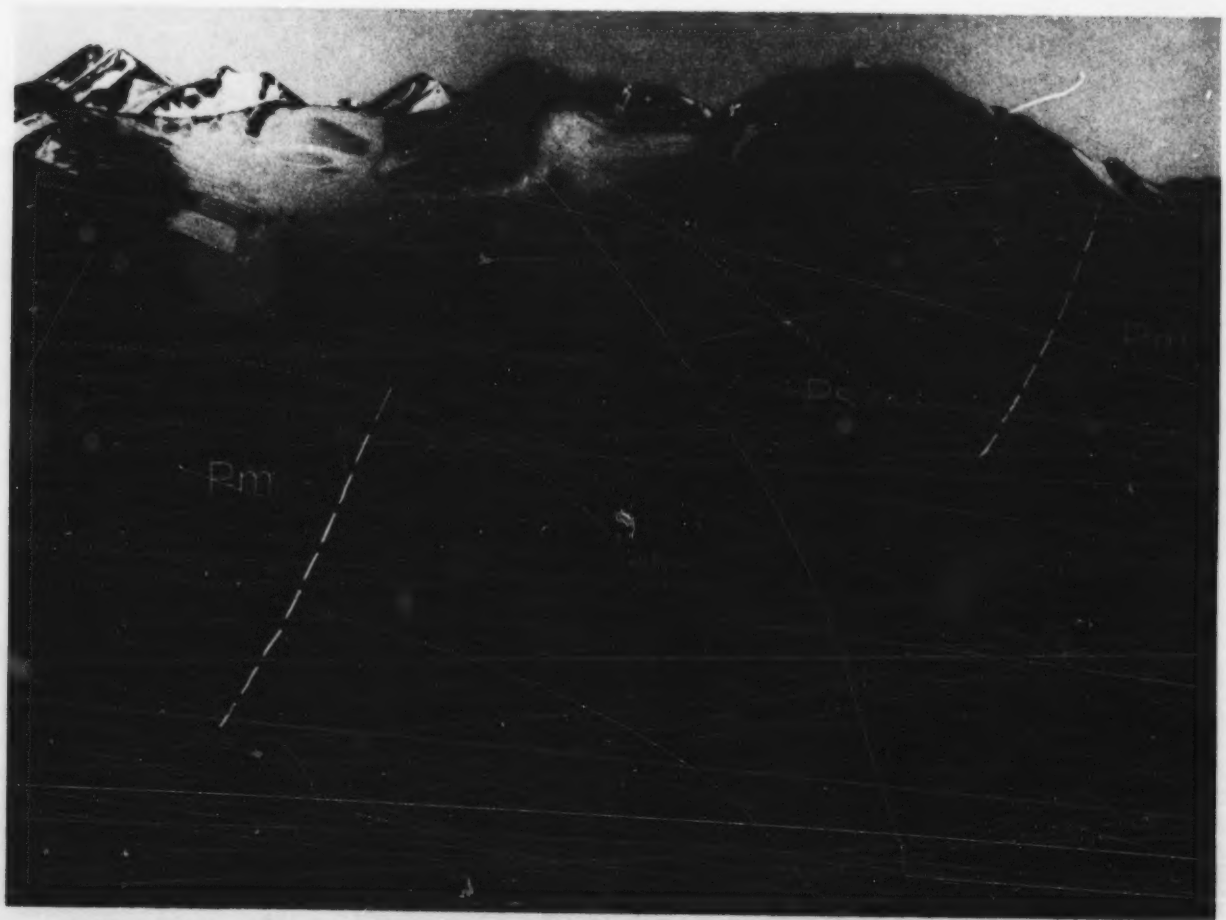


Figure 7-11. Séquence à turbidite gréseuse (Ps) à stratification régulière, sus-jacente à une séquence de siltstones et de mudstones de régression (Pm). Lithologies du Groupe de Polkorridoren (stade 3T), dans le nord-est de la Nansen Land. Les plis sont déversés vers le nord. Les sommets les plus élevés atteignent 1100 m.

silteux. Dans son affleurement méridional, des grès de grain moyen à grossier présentent des stratifications obliques abondantes; des ensembles composites de grandes stratifications obliques sont fréquents et sont recouverts par endroits de siltstones déposés à angle faible (3° à 15°) à l'aval du courant. Ces ensembles composites font preuve d'une configuration de paléocourants unimodale (vers le nord) caractéristique, alors que des grès glauconieux à litage mince ou moyen présentent souvent des stratifications obliques en chevrons. La bioturbation est fréquente, notamment près du sommet de l'unité gréseuse où les *Skolithos* abondent par endroits. Du grès à stratification oblique en mamelons est dispersé dans les affleurements méridionaux, mais constitue le faciès prédominant dans le nord de la Wulff Land. Le membre supérieur à grain fin se compose surtout de mudstones silteux gris vert, laminés ou bioturbés, renfermant des interstrates moins importantes (de 2 à 50 cm d'épaisseur) de grès de grain moyen à fin caractérisé par la présence d'une lamination parallèle, de rides à lamines obliques et d'une stratification oblique en mamelons.

La Formation de Buen représente un milieu de plate-forme marine silicoclastique; l'unité de grès témoigne d'un environnement de plage et d'arrière-plage influencé par les marées et les tempêtes de haute énergie, tandis que l'unité de mudstone reflète une plate-forme externe profonde, à faible énergie, où des courants de tempête ont périodiquement provoqué des événements de haute énergie. Le passage ubiquiste vers le sommet du faciès de la plate-forme interne, où prédomine le sable, au faciès à grain fin de la plate-forme externe, est la conséquence d'une transgression ou d'un affaissement survenu au cours de cette phase de sédimentation.

La Formation de Dallas Bugt (de 25 à 150 m) dans l'Inglefield Land témoigne clairement de la transgression marine du stade 3 qui s'est produite au cours d'une période d'apports sédimentaires abondants. Des grès rouges grossiers feldspathiques et conglomératiques, d'origine fluviatile, reposent en discordance sur les roches silicoclastiques protérozoïques et le socle cristallin; ils sont recouverts de grès blancs bien classés à grandes stratifications obliques, qui présentent des surfaces de réactivation et des couches massives à *Skolithos*, le tout mis en place sous l'influence des marées. Les grès présentent des interstratifications de siltstones bioturbés à *Cruziana* avant de passer vers le sommet aux dolomies de la forma-

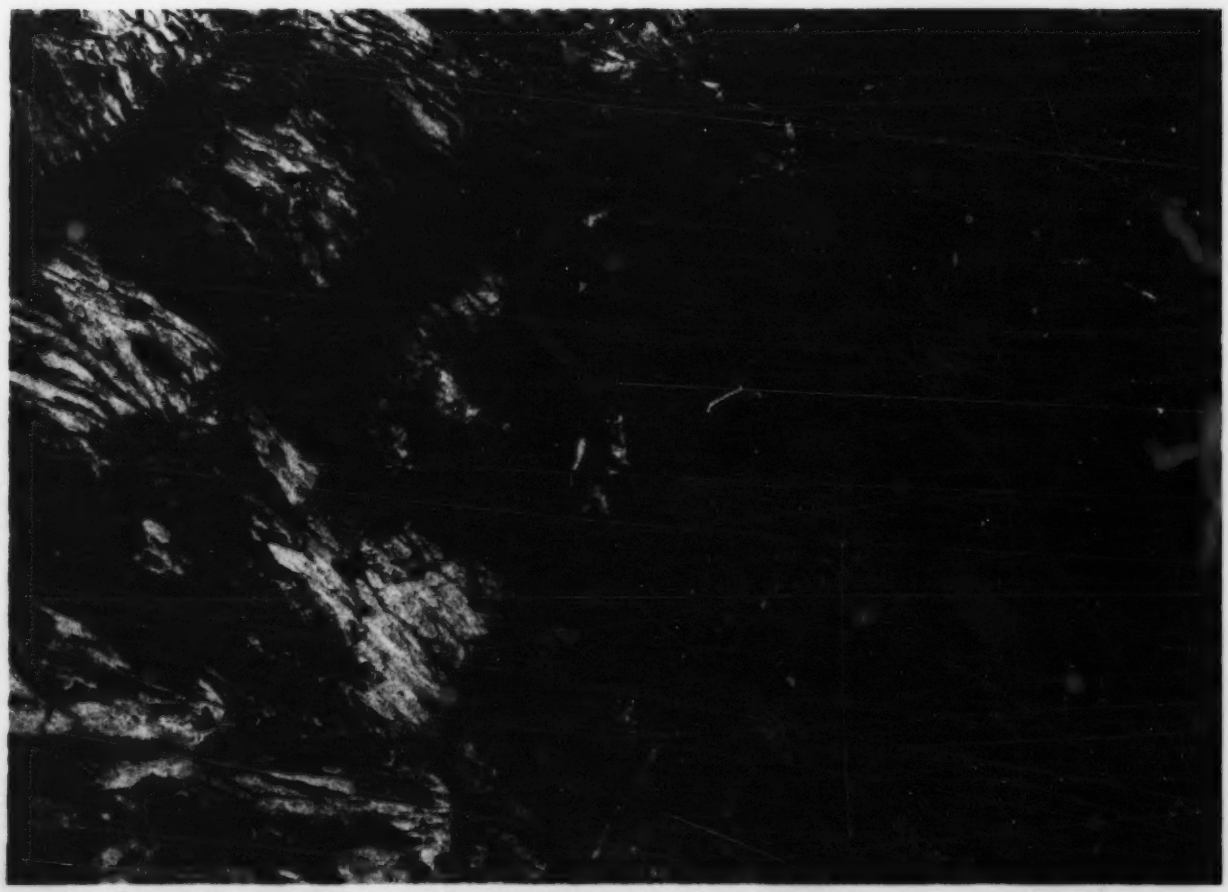


Figure 7-12. Dans le centre de la Johannes V. Jensen Land, turbidites de cône moyen, composées de lits épais de grès mal classés ou non classés du Groupe de Polkorridoren (stade 3T).

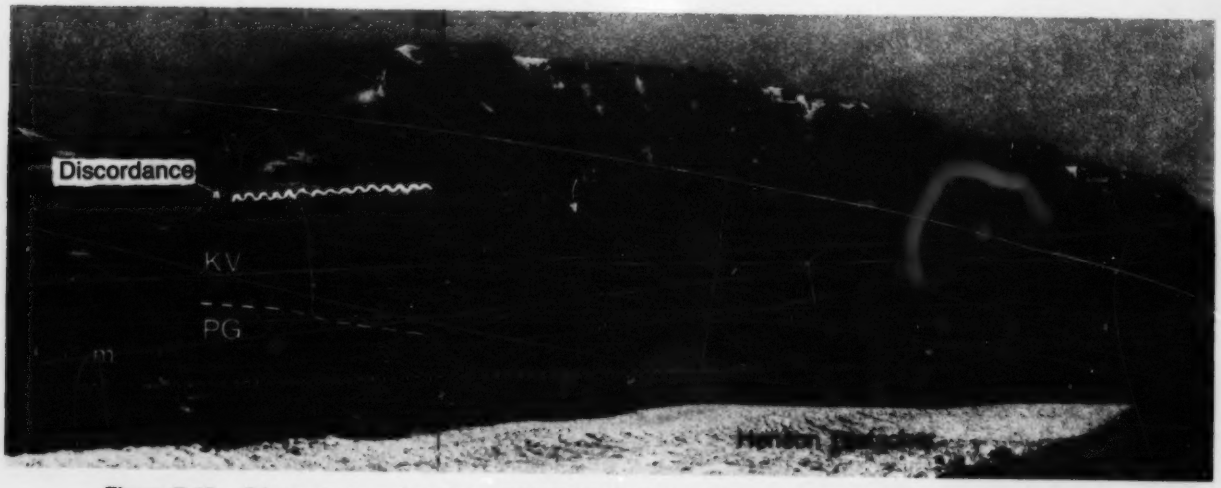


Figure 7-13. Séquence de roches carbonatées de talus et de plate-forme progradantes (stade $4S_2$), du côté est du Henson Gletscher, dans l'ouest de la Peary Land. Les sédiments de talus de la Formation de Perssuaq Gletscher (PG), qui appartiennent au Groupe de Tavsens Iskappe, sont surmontés de roches carbonatées d'intérieur de plate-forme à circulation restreinte qui font partie des formations de Koch Vaeg (KV) et de Wandel Valley (W) du Groupe de Ryder Gletscher (stade $4S_1$). La progradation vers le nord des unités de la Formation de Perssuaq Gletscher est à l'origine des surfaces de sédimentation inclinées que l'on peut observer sur la photo à droite. À gauche, un monticule de dolomie (m) est recouvert de dolomies et de siltstones bien lités de la Formation de Koch Vaeg, lesquels reposent sous des dolomies de la Formation de Wandel Valley. Haut de 600 m, la falaise est recoupée par un dyke (d).

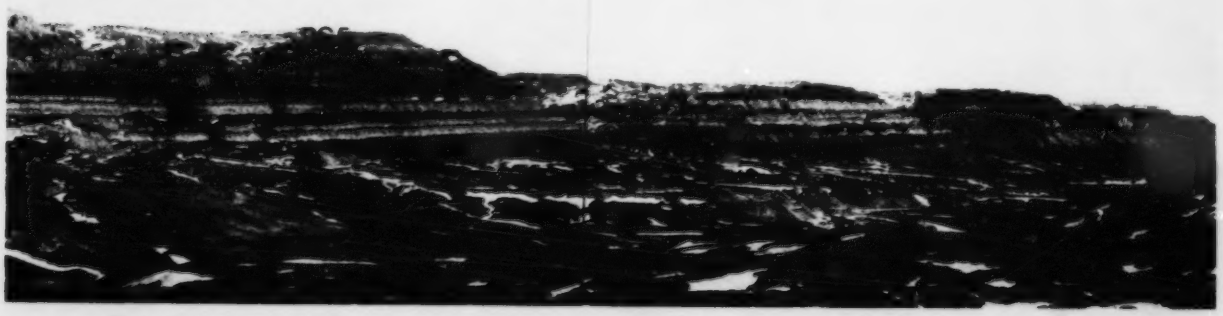


Figure 7-14. Dans le sud-ouest de la Wulff Land, roches carbonatées et siltstones des formations RG3 à RG5 du Groupe de Ryder Gletscher (stade $4S_1$), sus-jacentes aux dolomies des formations RG1 et RG2 du Groupe de Børnlund Fjord (B, stade $4S_2$) et aux roches silicoclastiques de régression de la Formation de Buen (BU, stade 3S). La formation RG3 a 100 m d'épaisseur.

tion sus-jacente de Cape Leiper (Peel et al., 1982). La Formation de Dallas Bugt est également reconnue dans la zone adjacente de l'île d'Ellesmere, où elle comprend les membres de Bache Peninsula et de Sverdrup (Christie, 1967; voir Peel et al., 1982). Des strates corrélatives trouvées dans le sud de la Washington Land sont rapportées à la Formation de Humboldt.

3T: Cuvette à turbidites

La sédimentation de cuvette est passée des roches carbonatées du Groupe de Paradisfjeld aux turbidites gréseuses et aux mudstones du Groupe de Polkorridoren; ce changement représente une étape majeure de l'évolution de la cuvette et reflète un accroissement marqué de la subsidence, probablement par suite de la formation de failles parallèles à la cuvette (Surlyk et Hurst, 1984). Sur la plate-forme, le changement correspondant résulte du passage des dolomies de la Formation de Portfjeld aux roches silicoclastiques de la Formation de Buen; il découle de la diminution de la profondeur de la plate-forme et de la mise à jour d'une bonne partie de la plate-forme carbonatée (voir ci-dessus). Les premiers grès et mudstones du Groupe

de Polkorridoren pourraient correspondre à un hiatus à la base de la Formation de Buen (Davis et Higgins, 1987).

Le Groupe de Polkorridoren présente de grand affleurements dans la Johannes V. Jensen Land et la Nansen Land, dans la partie très déformée de la zone de plissement de North Greenland. Le groupe a une épaisseur totale d'environ 2 ou 3 km et daterait entièrement du Cambrien précoce (Surlyk et al., 1980; Friderichsen et al., 1982). Deux associations de faciès principales sont reconnues : des mudstones noirs, verts et violets, et des turbidites sableuses. Aucune subdivision lithostratigraphique formelle n'a encore été établie.

L'alternance d'unités dominées par la boue et d'unités dominées par le sable, généralement à l'échelle de 100 à 500 m d'épaisseur, s'est avérée utile pour l'établissement des stratigraphies locales informelles (fig. 7-11). Six ou sept subdivisions ont été définies dans l'est de la Johannes V. Jensen Land et dans les îles à l'est de la Nansen Land (Soper et al., 1980; Higgins et al., 1985). Cependant, il est difficile de corréler ces unités d'une région à l'autre et, dans certaines régions, comme dans l'ouest de la Johannes V. Jensen Land, des unités de couches minces à grain plus fin sont mal développées et il est souvent impossible de diviser la séquence sableuse. Les unités sableuses se composent typiquement de lits épais, souvent sans structure et habituellement amalgamés; des cycles à granoclassement normal dont l'épaisseur va de 50 à 100 m sont reconnus par endroits. Les unités intercalaires de mudstones comprennent des turbidites gréseuses finement litées dont certains niveaux recèlent des ichnofossiles abondants (Pickerill et al., 1982). La variation latérale de l'épaisseur peut être prononcée, et les unités sableuses se fusionnent par endroits ou se terminent latéralement en biseau. Des couches de conglomérats carbonatés se manifestent à plusieurs niveaux dans la séquence et forment parfois des unités cartographiques persistantes (voir ci-dessous).

L'unité supérieure du groupe, soit le mudstone de Frigg Fjord (Fränkl, 1955; Dawes et Soper 1973. Friderichsen et al., 1982), a une répartition régionale plus étendue, et revêt plusieurs aspects entre la Johannes V. Jensen Land et le sud-est de la Nansen Land. Le long de la limite sud de la cuvette, où les turbidites gréseuses disparaissent en biseau, le mudstone de Frigg Fjord s'étend stratigraphiquement plus loin vers le bas. Cette unité caractéristique a une épaisseur maximale de 400 m et se compose principalement de mudstones violets et verts. Une séquence de mudstones de même couleur et des couches minces de siltstones et de grès à structure filamenteuse, forme l'unité supérieure dans le nord-ouest de la Nansen Land et est probablement l'équivalent latéral des mudstones de Frigg Fjord.

Les données sur les paléocourants relevées dans la Johannes V. Jensen Land indiquent trois modes distincts orientés vers l'ouest, vers le nord et plus rarement, vers l'est. Le transport longitudinal vers l'ouest est interprété comme représentant une combinaison de cônes sous-marins orientés vers l'ouest et d'une déviation le long de l'axe de la cuvette des parties externes des cônes sous-marins orientés vers le nord. Dans la Nansen Land, des données sur les paléocourants attestent d'une orientation de transport prédominant vers le nord, avec un intervalle étroit entre le nord-est et le nord-ouest.

Un niveau persistant et spectaculaire de conglomérats carbonatés se présente environ 600 m au-dessus de la base du Groupe de Polkorridoren, et peut être suivi sur une distance de 125 km dans tout le sud de la Nansen Land et dans les îles à l'est et à l'ouest (Friderichsen et Bengaard, 1985). Le diamètre des clastes varie de dizaines de centimètres à 300 m (fig. 7-10); les lithologies de bon nombre des blocs s'apparentent à celles de la Formation de Portfjeld. Les blocs de dolomie à couleur d'altération jaune, qui ont été décrits comme étant des olistolites, sont complètement entourés de siltstones à couleur d'altération foncée du Groupe de Polkorridoren. Toutefois, la déformation intense masque les relations entre les blocs et les sédiments encaissants. La plupart des gros blocs se présentent dans le sud de la Nansen Land en deux amas qui couvrent des superficies de 2 à 3 km et de 8 km, respectivement. Friderichsen et Bengaard (1985) avancent que les blocs proviennent peut-être d'un canyon sous-marin qui se serait creusé dans les dolomies de la Formation de Portfjeld à la transition séparant la cuvette et la plate-forme continentale, alors que Soper et Higgins (1987) estiment que leur vaste répartition est-ouest indique plutôt une source linéaire, comme une marge faillée de plate-forme.

Dans de nombreuses régions, la déformation intense empêche l'analyse détaillée des faciès et la reconstitution des conditions qui sévissaient à cette époque. Toutefois, le tableau général est clair. À la limite séparant la plate-forme et le talus, les mudstones noirs et verts de la partie supérieure de la Formation de Buen sont remplacés progressivement par des faciès épais de mudstones barriolés de Frigg Fjord qui caractérisent la zone large du talus. Plus au nord, des turbidites gréseuses minces commencent à apparaître dans les mudstones de Frigg Fjord, signe de l'approche de la transition entre la base du talus et le plancher de la cuvette.

Du sable en provenance de la plate-forme continentale a été transporté d'un côté à l'autre du talus, probablement en passant par un certain nombre de canyons. Or, ces canyons n'ont pas été observés sur le terrain, vraisemblablement à cause de la déformation intense des mudstones de Frigg Fjord, ou de la présence d'une couverture de roches plus jeunes. Bon nombre des turbidites sableuses ont été déposées dans un réseau de cônes relativement petits à la bordure continentale qui ont été déviés vers l'ouest ou plus rarement vers l'est le long de l'axe de la cuvette. Des séquences épaisses de turbidites gréseuses massives, mal classées, se manifestent par endroits et pourraient représenter un déversement rapide de sédiments à l'embouchure d'un chenal ou dans un lobe proximal (fig. 7-12). Les régions à prédominance de grès, comme la partie ouest de la Johannes V. Jensen Land et la Nansen Land, représenteraient donc des réseaux majeurs de lobes de sédimentation de divers cônes sous-marins, et les régions intermédiaires à prédominance de mudstones, des milieux inter-cônes et des plaines de bassin.

Stade 4: Plate-forme de la fin du Cambrien précoce à l'Ordovicien moyen - bassin à faible remplissage sédimentaire

À partir de la fin du Cambrien précoce jusqu'à l'Ordovicien précoce, la sédimentation au Groenland septentrional a été influencée par deux événements tectoniques principaux: 1) la subsidence différentielle et l'expansion vers le sud de

la cuvette marine profonde orientée est-ouest, et 2) le soulèvement dans l'est du Groenland septentrional, probablement attribuable à un événement calédonien survenu auparavant. L'influence de ce dernier a été plus prononcée dans l'est du Groenland septentrional et a diminué vers l'ouest (fig. 7-3). Ainsi, l'évolution de la plate-forme continentale au cours de cette période devrait être considérée en fonction de deux composantes: une plate-forme occidentale stable à subsidence uniforme (stade $4S_1$) dans des régions à l'ouest du fjord Nordenskiöld (représentée par le Groupe de Ryder Gletscher; fig. 7-2), et une plate-forme instable (stade $4S_2$) qui a été soulevée dans le sud de la Freuchen Land, dans la Peary Land et dans la Kronprins Christian Land (représentée par les groupes de Brønlund Fjord et de Tavsens Iskappe; fig. 7-2). Dans ces dernières régions, le soulèvement a pris fin au cours de l'Ordovicien précoce, et une plate-forme stable, plus uniforme, s'est étendue sur tout le Groenland septentrional. Ainsi, la Formation de Wandel Valley, qui recouvre en discordance les strates cambriennes attribuées au stade $4S_2$ dans la région de la Freuchen Land et de la Peary Land (fig. 7-1 à 7-3), est donc considérée ici comme faisant partie de la séquence de plate-forme continentale stable (stade $4S_1$).

$4S_1$: Plate-forme continentale stable

La séquence de plate-forme continentale stable est représentée par une succession épaisse et variée de roches carbonatées accumulées principalement sur une plate-forme à circulation restreinte (*sensu* Wilson, 1975), avec de plus petites quantités de roches silicoclastiques et d'évaporites; ensemble, ces roches forment le Groupe de Ryder Gletscher. Ce nom a été créé par Peel et Wright (1985) pour désigner six formations informelles (RG1-RG6) de nature principalement carbonatée, dont l'âge s'échelonne du Cambrien précoce à l'Ordovicien précoce et qui se situent dans la Warming Land et le sud de la Wulff Land. Plus tard, Ineson et Peel (1987) ont transféré les formations RG1-RG2 au Groupe de Brønlund Fjord de la séquence régressive de la plate-forme continentale instable (stade $4S_2$) décrite plus loin, et ils ont introduit le concept stratigraphiquement plus vaste du Groupe de Ryder Gletscher qui est adopté dans le présent ouvrage (fig.7-2 et 7-3).

La sédimentologie du Groupe de Ryder Gletscher est le mieux connue dans la région type, soit la région de la Warming Land et de la Nares Land, où la succession entre la formation RG3 et la Formation de Cape Webster (fig. 7-2) atteint une épaisseur totale d'environ 1100 m (Bryant et Smith, 1985; Ineson et Peel, 1987; Peel et Wright, 1985; Sønderholm et Due, 1985). À l'est, le groupe est représenté par les formations de Wandel Valley et de Sjaelland Fjelde (de 320 à 520 m) qui s'échelonnent de la fin de l'Ordovicien précoce à l'Ordovicien moyen et qui reposent en discordance sur des strates rapportées au stade $4S_2$ et des dépôts plus anciens (fig. 7-2; Ineson etal., 1986; Peel et Smith, sous presse). La stratigraphie du Groupe de Ryder Gletscher dans l'Inglefield Land et la Washington Land, où le groupe atteint une épaisseur d'environ 1 500 m, est résumée dans des aperçus publiés par Dawes (1976), Peel (1982) et Peel et Christie (1982).

Dans la région de la Warming Land et de la Nares Land, la séquence de plate-forme continentale stable repose sur des dépôts de rampe de roches carbonatées et de marge de plate-forme des formations RG1-RG2 du Groupe de Brønlund Fjord. Dans le sud-ouest de la Peary Land, la Formation de Kock Vaeg forme un affleurement isolé qui est analogue au Groupe de Ryder Gletscher et qui recouvre des strates du Groupe de Tavsens Iskappe (fig. 7-13; Ineson et Peel, sous presse). Dans l'Inglefield Land et la Washington Land à l'ouest, la séquence du Groupe de Ryder Gletscher repose en concordance sur des mudstones et grès du Cambrien inférieur du stade 3S. Partout au Groenland septentrional, les strates du stade $4S_1$ sont recouvertes en concordance par la séquence de plate-forme stable du stade $5S_1$.

Dans la région type (fig. 7-14), les formations RG3 à RG5 du Groupe de Ryder Gletscher (épaisseur combinée de 470 m) se composent de dolomies stromatolithiques et cryptalgaires à polygones de dessiccation, de dolomies foncées tachetées de terriers, de calcilutite silteuse et de conglomérats à cailloux plats. Des biohermes thrombolitiques et stromatolithiques de plusieurs mètres de hauteur ont été édifiés à plusieurs niveaux dans cette séquence. Des grès et des siltstones de grain fin à moyen, à polygones de dessiccation, à rides d'oscillation et à stratification oblique, se manifestent par endroits dans la formation supérieure (RG6, Peel et Wright, 1985). Cette séquence pauvre en fossiles témoigne d'une sédimentation sur une plate-forme carbonatée à circulation restreinte dans des milieux infratidaux et intertidaux peu profonds. La proportion accrue de matériaux silicoclastiques, par comparaison avec les sédiments carbonatés équivalents de la Formation de Cass Fjord dans la Washington Land (fig. 7-2, 7-3), reflète la proximité de la plate-forme est émergeante au Cambrien tardif (voir ci-dessous et le stade $4S_2$).

Dans la Washington Land, les strates de plate-forme contemporaines du Groupe de Ryder Gletscher constituent les formations de Kastrup Elv, de Telt Bugt et de Cass Fjord (Henriksen et Peel, 1976; voir la fig. 7-2). La Formation de Kastrup Elv (Cambrien précoce à moyen) a environ 140 m d'épaisseur et se compose principalement de dolomies cristallines tachetées et bien litées. Des unités plus pâles de dolomie laminée à grain plus fin et à stromatolithes sont trouvées dans la partie supérieure de la formation. La formation sus-jacente de Telt Bugt (de 5 à 100 m), du Cambrien moyen, est surtout constituée de lits fins et irréguliers de calcaire micritique tacheté, à lamination silteuse ondulée. La formation passe vers le sommet à la Formation de Cass Fjord, une formation qui se manifeste à plusieurs endroits dans la Washington Land, l'Inglefield Land et la partie adjacente de l'île d'Ellesmere (Peel et Christie, 1982). La Formation de Cass Fjord atteint une épaisseur de 470 m dans le sud de la Washington Land, mais ce chiffre comprend quelque 30 m du Membre de Kap Coppinger et des roches carbonatées sus-jacentes du sommet de la formation, qui sont examinées ci-dessous. La lithologie type de la Formation de Cass Fjord consiste en des lits minces et irréguliers de calcaire micritique à lamination silteuse et ondulée; des figures d'affouillement, des rides de plage, des polygones de dessiccation et des terriers abondent. Des couches de conglomérat à cailloux plats, à grande extension latérale, sont fréquents; ces derniers atteignent jusqu'à 50 cm d'épaisseur. Des calcarénites finement litées, des dolomies massives finement recristallisées, de minces lits de siltstone et de

grès bien classés, de rares oolites et des lits peu épais d'évaporites peuvent être importants par endroits.

Les formations de Kastrup Elv et de Telt Bugt ressemblent aux formations RG3 et RG4 de la Wulff Land et de la Nares Land, tandis que la Formation de Cass Fjord trouvée sous le Membre de Kap Coppinger est très semblable aux formations RG5 et RG6. Elles représentent des milieux variant de lagunes infratidales à circulation restreinte à des slikkes de roches carbonatées intertidales et supratidales de nature évaporitique par endroits.

Dans l'Inglefield Land, les dolomies sans structure ou à stratification oblique de grande envergure des formations de Cape Leiper et de Cape Ingersoll (environ 40 m) recouvrent en concordance les roches silicoclastiques de la Formation de Dallas Bugt (stade 3). Les calcaires subséquents des formations de Wulff River et de Cape Wood (Cambrien inférieur à moyen; épaisseur d'environ 150 m) sont lithologiquement très semblables à la Formation de Telt Bugt de la Washington Land. La Formation de Cape Kent (Cambrien inférieur; de 5 à 10 m d'épaisseur) repose entre ces deux dernières formations dans l'Inglefield Land. Il s'agit d'une unité distincte de calcaire oolitique qui est reconnue de part et d'autre du bassin de Kane et qui s'est accumulée sur des bancs de sable oolitique à forte énergie, en eaux turbulentes et peu profondes.

La Formation de Permin Land date du tout début de l'Ordovicien et repose en concordance sur la formation RG6, entre la Warming Land et le territoire au sud de la Nares Land (Bryant et Smith, 1985). Elle comprend jusqu'à 53 m de grès bien arrondi et bien classé, de grain moyen à fin, avec des intercalations moins importantes de dolomie et de siltstone gris. Les structures sédimentaires comprennent des stratifications obliques tabulaires et en auge, des rides d'oscillation et des lamines horizontales et légèrement obliques; les directions des paléocourants sont très dispersées (Bryant et Smith, 1985). La formation représente une couche de sable épicontinentale à grande extension latérale, qui peut être retracée vers l'ouest à partir du sud-ouest de la Freuchen Land jusque dans la Washington Land où elle constitue le Membre de Kap Coppinger de la Formation de Cass Fjord (fig. 7-2). Cette incursion clastique généralisée du tout début de l'Ordovicien inférieur est mise en corrélation avec la régression et l'exposition maximales dans la partie est du Groenland septentrional (fig. 7-3). Des apports de matériaux silicoclastiques ont eu lieu à peu près en même temps sur la plate-forme externe (partie supérieure du Groupe de Tavsens Iskappe) et dans la cuvette (Groupe de Vølvedal).

La partie est de la plate-forme continentale du Groenland septentrional a été exposée progressivement du Cambrien précoce à l'Ordovicien précoce (voir le stade $4S_3$ ci-dessous); par conséquent, la Formation de Wandel Valley, qui se situe du sommet de l'Ordovicien inférieur à l'Ordovicien moyen forme d'ouest en est un dépôt transgressif discordant sur des strates de l'Ordovicien inférieur et du Cambrien, pour enfin reposer sur des strates protérozoïques à l'extrême est du Groenland septentrional (fig. 7-2, 7-3, 7-13, 7-16, 7-22). Toutefois, à l'ouest de la Freuchen Land, la sédimentation sur la plate-forme continentale a persisté au cours du Cambrien tardif et de l'Ordovicien précoce et est représentée par la moitié supérieure du Groupe de Ryder Gletscher (fig. 7-3).

À la suite de la mise en place du grès épicontinental de la Formation de Permin Land, les milieux sédimentaires ont alterné entre des milieux de plates-formes carbonatées à circulation restreinte et à circulation libre; la succession peut être considérée en termes de deux cycles principaux dans lesquels la profondeur de l'eau diminue vers le sommet de la séquence. Chaque cycle commence par des roches carbonatées, principalement de milieu infratidal peu profond, qui passent vers le sommet à des faciès péritidaux souvent associés à des évaporites. L'épaisseur de ces dépôts passe de 335 m dans la Nares Land à environ 850 m dans la Washington Land, indication de l'influence décroissante de la zone de soulèvement à proximité de la Peary Land.

La partie inférieure, principalement infratidale, du premier cycle est représentée par la Formation de Johansen Land (15 à 35 m) dans les parties centrale et plus à l'ouest du Groenland septentrional (fig. 7-15, 7-16), et par la partie supérieure des formations de Cass Fjord (30m), de Cape Clay (50 m) et de Christian Elv (140 m) dans la Washington Land (Henriksen et Peel, 1976; Sønderholm et Due, 1985). Ces formations se composent principalement de dolomies et de calcilutites noduleuses tachetées de terriers, et une plus petite quantité de grainstones calcaires à rides de plage et à rides de courant, et de conglomérats à cailloux plats. La présence, par endroits dans la séquence de la Washington Land, de dolomies à lamination algaire, de stromatolites en colonne, de surfaces festonnées et d'intervalles silicoclastiques, reflète une diminution périodique de la profondeur de l'eau dans la zone intertidale. Dans la Warming Land et la Nares Land, la partie supérieure de ce cycle (Formation de Warming Land; de 50 à 150 m) est constituée de couches alternées de dolomies sombres et gris clair (fig. 7-15) à grain fin et fortement bioturbées, que caractérisent la présence de rides d'oscillation et de rides de courant à lamination oblique, et de structures filamenteuses et ondulées. Des surfaces festonnées, des dolomies cryptalgaires à polygones de dessiccation et des cônes de chert qui sont peut-être des pseudomorphes du gypse se manifestent en certains endroits. Ces sédiments se sont accumulés sur des estrans en progradation où dominaient des milieux infratidaux à supratidaux très peu profonds, probablement évaporitiques par endroits (Sønderholm et Due, 1985). Cependant, plus à l'ouest, dans la Washington Land, cet intervalle est dominé par des évaporites des formations de Poulsen Cliff (100 à 125 m) et de Nygaard Bay (40 m) (fig. 7-2, 7-17), qui ont été mises en corrélation directe avec la séquence évaporitique épaisse de l'île d'Ellesmere (Formation de Baumann Fiord; voir Peel et Christie, 1982). Ces dépôts de gypse peuvent présenter une lamination soit fine et irrégulière, soit d'oscillation ou de courant, ou être constitués de gypse noduleux ou noduleux en mosaïque; ils sont habituellement interstratifiés au sein de dolomies argileuses laminées, à une échelle de 10 m. Par analogie avec les dépôts de l'île d'Ellesmere (voir le chapitre 8), ces évaporites sont probablement des dépôts subaquatiques qui se sont accumulés dans un large bassin salin peu profond et possiblement segmenté. La moitié inférieure de la Formation de Nygaard Bay est dominée par des calcaires foncés avec des interstratifications de conglomérats intraformationels, et est probablement d'origine infratidale peu profonde ou intertidale.

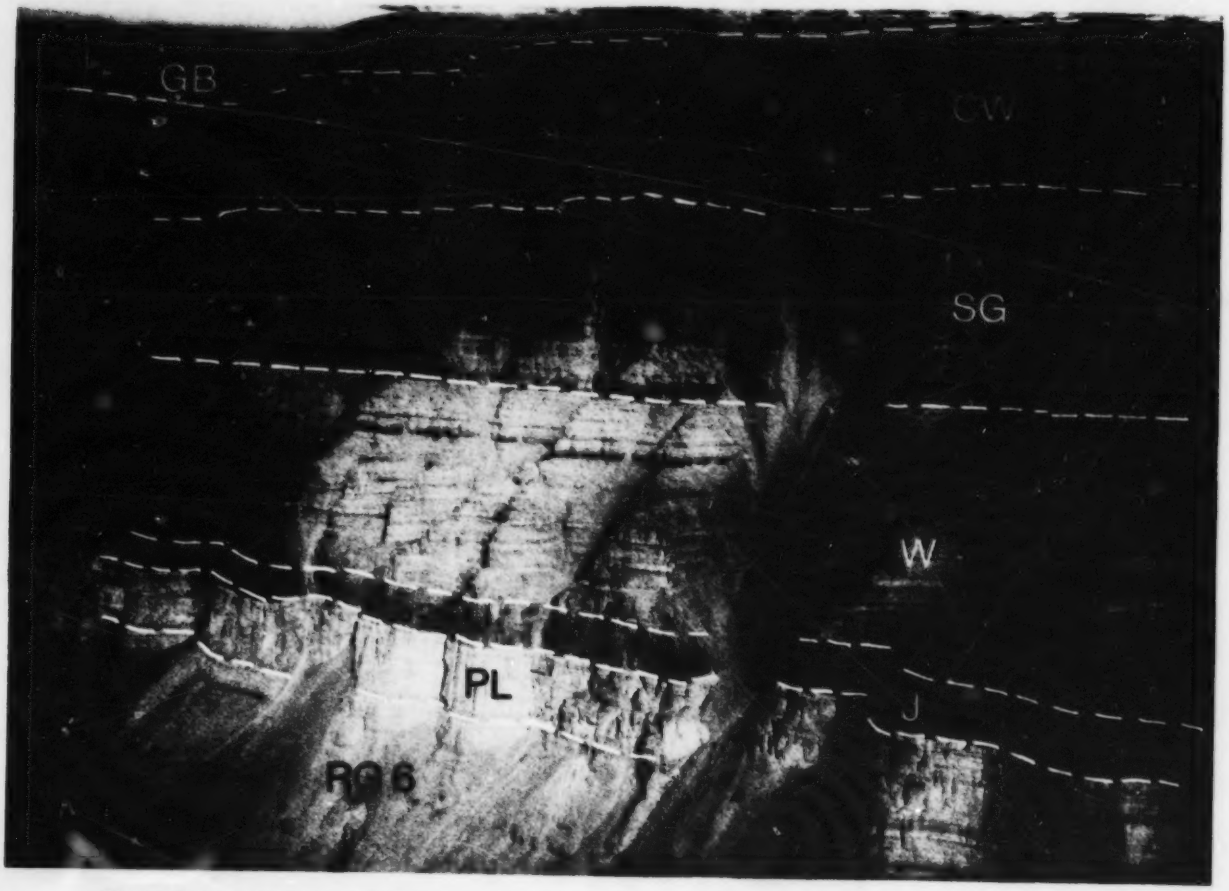


Figure 7-15. Dans le sud de la Permin Land, coupe qui comprend, de bas en haut: la partie supérieure de la formation RG6, les formations de Permin Land (PL), de Johansen Land (J), de Warming Land (W), de Steensby Gletscher (SG) et de Cape Webster (CW), toutes du Groupe de Ryder Gletscher (stade $4S_1$) et dérivées de l'intérieur de la plate-forme. La Formation de Gonioceras Bay (GB) du Groupe de Morris Bugt (stade $5S_1$) forme le sommet de la falaise, haute de 600 m.

La base du deuxième cycle représente une transgression marquée probablement d'origine eustatique, qui peut être retracée à partir de l'île d'Ellesmere (Formation d'Eleanor River; Barnes, 1984), à travers la Washington Land (formations de Canyon Elv et de Nunatami; de 40 à 60 m et 150 m, respectivement) et le reste des parties ouest et centrale du Groenland septentrional (Formation de Steensby Gletscher; de 90 à 135 m) et jusqu'à la partie est du Groenland septentrional (Formation de Wandel Valley; de 320 à 410 m). Dans les parties ouest, la base du deuxième cycle est caractérisée par une diminution de la profondeur de l'eau vers le sommet de la séquence, et comporte des couches épaisses de calcilutites foncées, tachetées de terriers et riches en gastéropodes, en trilobites et en céphalopodes tous originaires d'un milieu marin à circulation libre. Ces dépôts de milieu infratidal à faible énergie prédominent, mais des dolomies pâles, présentant par endroits des laminations algaires et des polygones de dessiccation, se manifestent à certains endroits au sud et près du sommet des formations de Nunatami et de Steensby Gletscher (Peel et Cowie, 1979; Sønderholm et Due, 1985); elles reflètent une progradation périodique de milieux infratidaux peu profonds à des milieux intertidaux. La formation sus-jacente de Cape Webster (de 175 à 280 m) marque le retour d'un milieu à circulation restreinte sur la plate-forme de roches carbonatées. Elle se compose de dolomies grises ou gris foncé à grain fin et à lamination horizontale, qui présentent souvent des polygones de dessiccation et des structures de fluidisation. Des évaporites sont présentes dans la partie inférieure de la formation dans le sud de la Washington Land, et près du sommet dans la Nares Land; des brèches, formées probablement par dissolution, sont fréquentes dans la Warming Land et le centre de la Washington Land (Sønderholm et Due, 1985).

Dans l'est de la Freuchen Land, de la Peary Land et de la Kronprins Christian Land, la transgression de la fin de l'Ordovicien précoce a provoqué la submersion de la plate-forme continentale orientale auparavant soulevée et

Figure 7-16. Sédiments de plate-forme à circulation restreinte du Groupe de Ryder Gletscher (stade $4S_1$), à l'est de l'extrémité sud de la Nares Land. La photo montre le prolongement vers l'ouest de la discordance (u) sous-jacente à la Formation de Warming Land (WL). Les formations sous-jacentes de Johansen Land (JL) et de Permin Land (PL) sont tronquées au-dessus de la crête d'un anticlinal très ouvert à orientation est-ouest. RG6: formation RG6; SG: Formation de Steensby Gletscher; CW: Formation de Cape Webster. La Formation de Permin Land a 23 m d'épaisseur.

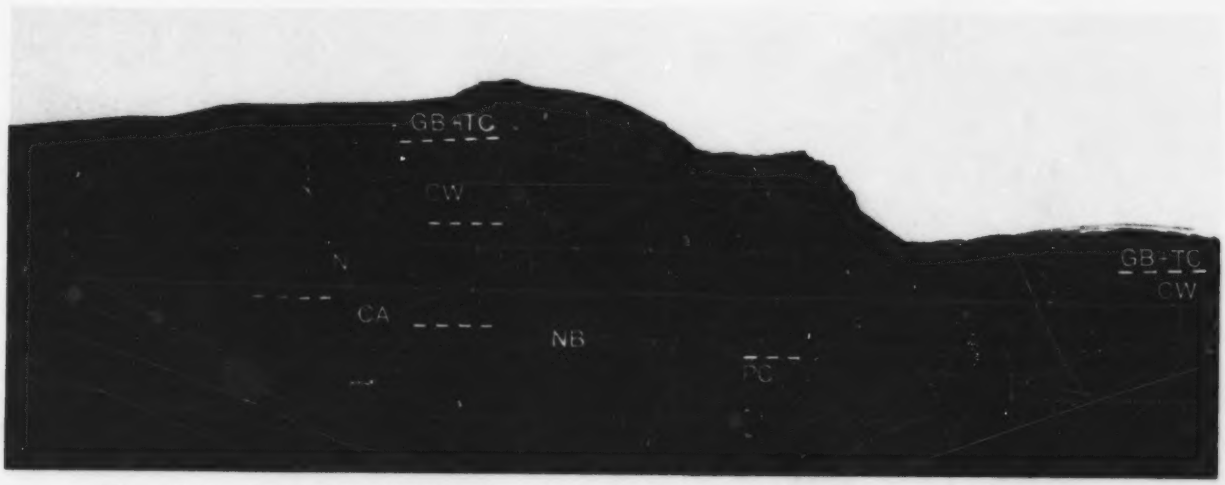


Figure 7-17. Dans le centre de la Washington Land, Groupe de Ryder Gletscher (stade $4S_1$), recouvert par les formations de Gonioceras Bay (GB) et de Troedsson Cliff (TC) du Groupe de Morris Bugt (stade $5S_1$). Le passage de roches sédimentaires dolomitiques de régression (stade $4S_1$) aux calcaires formant la falaise (stade $5S_1$) constitue un repère facile à suivre presque à la grandeur de la plate-forme du Groenland septentrional. PC: Formation de Poulsen Cliff; NB: Formation de Nygaard Bay (45 m d'épaisseur); CA: Formation de Canyon Elv; N: Formation de Nunatami; CW: Formation de Cape Webster.

exposée, ainsi que la mise en place de sédiments carbonatés de plate-forme peu profonde des formations de Wandel Valley et de Sjaelland Fjelde (fig. 7-3, 7-13, 7-22; Troelsen, 1949; Christie et Peel, 1977, Ineson et al., 1986; Peel et Smith, sous presse). Des dolomies pâles prédominent dans la Formation de Wandel Valley (320 à 410 m). Elles présentent parfois de nombreux terriers et des laminations parallèles, irrégulières et discontinues, ou encore des laminations cryptalgaires et horizontales, des laminations obliques d'oscillation et de courant, de même que des marques de dessiccation et d'échappement d'eau. Dans la partie inférieure de la formation, des calcilutites foncées, noduleuses, tachetées de terriers et contenant des concrétions et des gastéropodes comme *Ceratopea* et d'autres, sont interstratifiées au sein des dolomies dans des cycles à granoclassement normal dont l'épaisseur atteint 2 à 5 m, et rarement 15 m; cycle stratigraphique de haut fond ascendant (Hurst et Surlyk, 1983b; Sønderholm et Due, 1985). La Formation de Wandel Valley représente donc probablement la progradation, sur une plate-forme en subsidence lente mais continue, de dépôts autocycliques de milieux à faible énergie, d'estrans tidaux et de lagunes (voir Ginsburg, 1971).

Dans la Kronsprins Christian Land, la Formation de Wandel Valley repose sous la Formation de Sjaelland Fjelde (105 m), dont la partie inférieure est dominée par des calcilutites squelettiques bioturbées et des dolomies tachetées de terriers; des conglomérats à cailloux plats se manifestent dans toute la formation. La partie supérieure est caractérisée par des dolomies laminées cryptalgaires aux couleurs d'altération pâles. Des fenestrae et des cavités remplies de spath, des polygones de dessiccation et des stromatolites en forme de dôme abondent par endroits. La bioturbation et les pseudomorphes d'halite sont rares. Les sédiments se sont accumulés dans des milieux infratidaux peu profonds à supratidaux inférieurs, généralement à faible énergie et localement évaporitiques (Ineson et al., 1986).

4S$_2$: Plate-forme continentale instable régressive

Les groupes de Brønlund Fjord et de Tavsens Iskappe comportent une série complexe et diachrone de roches carbonatées accompagnée de roches silicoclastiques moins importantes. Ensemble, ils atteignent leur épaisseur maximale (900 m) dans le sud-ouest de la Peary Land et le sud-est de la Freuchen Land; ils s'échelonnent de la fin du Cambrien précoce au tout début de l'Ordovicien (fig. 7-18; Ineson et Peel, 1980 et sous presse). Dans la région type dans le sud de la Peary Land et le sud-est de la Freuchen Land, la succession est subdivisée en 12 formations qui sont réparties également entre les deux groupes. Deux formations additionelles du Groupe de Brønlund Fjord sont reconnues à partir du sud-ouest de la Freuchen Land jusqu'à la Warming Land, et deux autres formations ont été identifiées à partir d'affleurements très faillés dans le nord-est de la Peary Land, à proximité du fjord G.B. Schley. Les groupes de Brønlund Fjord et de Tavsens Iskappe affleurent également dans la région axiale d'anticlinaux des zones côtières septentrionales, à partir de la Nyeboe Land, à l'ouest, jusqu'à proximité du fjord J.P. Koch, à l'est (fig. 7-1, 7-7, 7-19). Les deux formations inférieures du Groupe de Brønlund Fjord dans sa région type sont reconnues dans ces affleurements septentrionaux, tandis qu'une nouvelle formation sus-jacente (l'unité 3 décrite par Higgins et Soper, 1985) est assignée au Groupe de Tavsens Iskappe (fig. 7-19).

Les affleurements des formations RG1 et RG2 du Groupe de Brønlund Fjord, trouvés entre le sud-ouest de la Freuchen Land et la Warming Land, témoignent du passage de la plate-forme externe silicoclastique (Formation de Buen, stade 3S) à une plate-forme à circulation restreinte (Groupe de Ryder Gletscher, stade 4S$_1$) (fig. 7-13, 7-20). La formation RG1 (épaisseur maximale de 65 m) représente une rampe de roches carbonatées dominée par des tempêtes qui s'est formée pendant les étapes initiales de la sédimentation carbonatée de la plate-forme. La formation suivante (RG2; 80 m d'épaisseur) consiste essentiellement en une séquence inférieure de turbidites de roches carbonatées et de brèches carbonatées dolomitisées produites par des écoulements en masse, recouverte d'une succession supérieure de grainstones carbonatés à stratification oblique en auge et à stratification oblique en mamelons. Cette formation témoigne du développement progressif et de la progradation vers le nord d'une plate-forme de roches carbonatées abritée, à sommet plat, caractérisée par une marge à forte énergie et bordée de dépôts de roches carbonatées de talus. Dans le sud-ouest de la Freuchen Land, à la transition entre la séquence de plate-forme stable et la séquence de plate-forme externe et de talus (4S$_2$), le faciès de la marge de plate-forme s'épaissit considérablement (fig. 7-21) et comprend une séquence de 200 m de boundstones algaires dolomitisés renfermant des archéocyathidés.

À l'est de la Freuchen Land, le soulèvement et l'érosion progressifs ont produit une discordance à la base de la formation suivante de Wandel Valley (Ordovicien inférieur à moyen), qui par conséquent forme un dépôt transgressif discordant sur les unités plus anciennes des groupes de Brønlund Fjord et de Tavsens Iskappe (fig. 7-3, 7-13, 7-22). Le Groupe de Tavsens Iskappe a donc été érodé ou n'a jamais été mis en place dans les régions à l'est du centre du sud de la Peary Land, tandis que le Groupe de Brønlund Fjord persiste vers l'est jusqu'au fjord Independence.

La complexité du modèle lithostratigraphique appliqué aux sédiments des groupes de Brønlund Fjord et de Tavsens Iskappe reflète le diachronisme marqué et les variations latérales rapides des faciès à l'intérieur de la succession (Ineson, 1985). Trois milieux principaux y sont reconnus : une marge de plate-forme, une plate-forme continentale externe et de talus, et une rampe à faible remplissage sédimentaire.

Le faciès de la **rampe à faible remplissage sédimentaire** forme une unité mince (de 2 à 7 m) à la base du Groupe de Brønlund Fjord et marque la transition de la plate-forme marine dominée par des roches silicoclastiques (Formation de Buen, stade 3S) au régime de roches carbonatées subséquent. Le reste du Groupe de Brønlund Fjord et le Groupe de Tavsens Iskappe représentent des milieux allant d'une marge de plate-forme progradante à une plate-forme externe (fig. 7-20). Les roches de l'intérieur de la plate-forme qui sont associées au complexe progradant sont assignées au Groupe de Ryder Gletscher (stade 4S$_1$, ci-dessus).

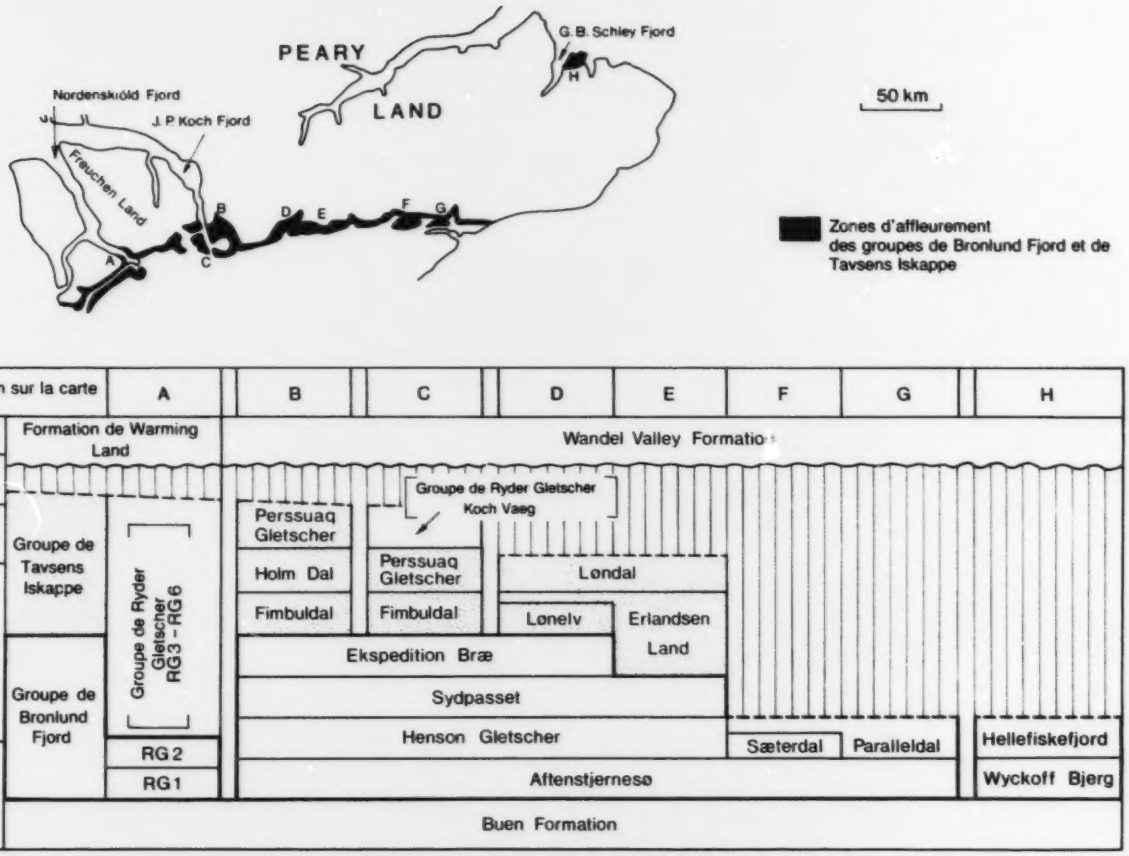


Figure 7-18. Subdivisions stratigraphiques des groupes de Brønlund Fjord et de Tavsens Iskappe (stade $4S_2$). Les unités équivalentes à la partie nord-est de la plate-forme externe, n'ayant pas été déterminées formellement, ne sont pas répresentées.

La séquence de la rampe à faible remplissage sédimentaire trouvée à la base de la Formation d'Aftenstjernesø se compose de grainstones, de packstones et de wackestones (ainsi que des équivalents dolomitisés) phosphoritiques, glauconieux et squelettiques, avec des volumes moins importants de siltstones tachetés de terriers. La bioturbation est répandue et le litage est typiquement noduleux ou ondulé; des structures sédimentaires comme l'imbrication des coquillages et les rides de courant à lamination oblique sont conservées par endroits. De la phosphorite noire ou brun foncé se manifeste sous forme de grains détritiques dans des coquillages vannés, sous forme de nodules irréguliers, ainsi qu'au sein de surfaces indurées pyriteuses et imprégnées (Frykman, 1980).

Cette séquence très condensée témoigne nettement d'une période de faible sédimentation sur la plate-forme continentale cambrienne (Hurst et Surlyk, 1983b; Ineson, 1985). À mesure que l'apport de sédiments terrigènes a diminué par suite de la transgression et de la submersion des régions sources de sédiments, la production de roches carbonatées s'est accrue progressivement. La séquence de roches carbonatées boueuses de la rampe à faible remplissage sédimentaire représente l'étape de transition qui a précédé l'établissement d'une plate-forme productrice de sédiments carbonatés.

À mesure que la sédimentation des roches carbonatées a pris le dessus, le milieu de plate-forme s'est transformé en une plate-forme de milieu marin peu profond qui a passé, en direction du nord, à une plate-forme externe plus profonde. Les roches de la partie interne de la plate-forme (Groupe de Ryder Gletscher) passent au nord à des dolomies massives ou à couches épaisses de la **marge de la plate-forme carbonatée** (fig. 7-20, 7-21). En général, les dolomies sont des grainstones bien classés à intraclastes, à oolites et à péloïdes, à stratification oblique en auge, qui témoignent d'une sédimentation dans un milieu marin peu profond à forte énergie à la marge externe de la plate-forme. Les faciès associés du même milieu comprennent des biostromes construits par des archéocyathidés et des algues dans la Formation de Paralleldal et la formation RG2 du Cambrien inférieur, et des monticules thrombolitiques algaires dans les dépôts sableux d'avant-talus de la Formation de Perssuaq Gletscher du Cambrien supérieur. Des grès quartzitiques matures aux grains bien arrondis représentent une grande proportion de cette dernière formation, particulièrement dans les

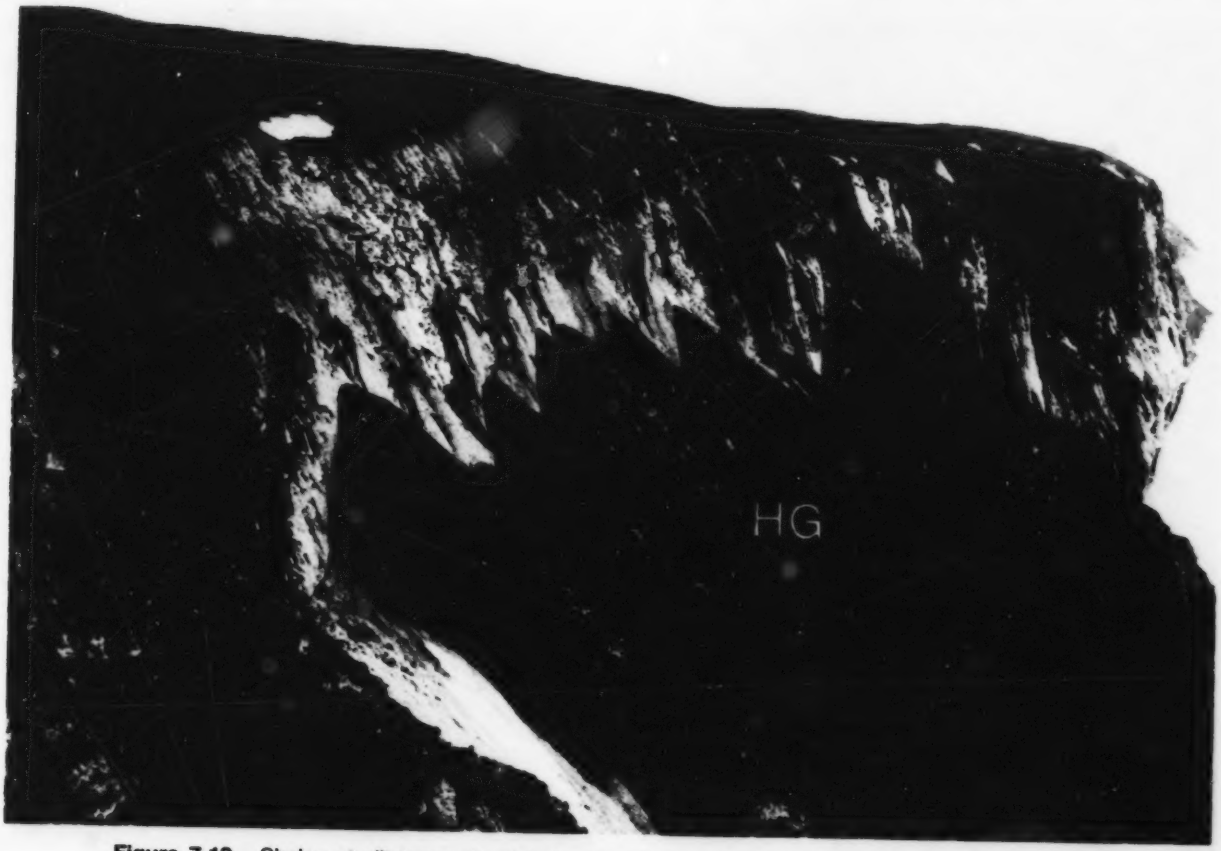


Figure 7-19. Shales et siltstones de plate-forme externe, faisant partie de la Formation de Henson Gletscher (HG), recouverts par des calcilutites et des brèches calcaires associées à une nouvelle formation du Groupe de Tavsens Iskappe (T). Toutes ces lithologies se sont formées au cours du stade $4S_2$. À gauche sur la photo, le pendage de la succession est subvertical et l'âge des lithologies diminue du nord au sud. Les falaises ont environ 200 m de hauteur sur la côte de la région nord de la Nyeboe Land.

emplacements plus au nord où des grès à grain moyen et à stratification oblique en auge alternent avec des grès bioturbés à lamination parallèle et des dépôts sableux d'écoulement en masse (fig. 7-21).

Le passage de la bordure de la plate-forme à la plate-forme externe et de talus est habituellement marqué par de remarquables dépôts d'avant-talus qui présentent des pendages originels nord allant jusqu'à 30°. Les grainstones d'avant-talus et les dépôts de roches carbonatées d'écoulement en masse s'amenuisent progressivement en biseau vers le nord et s'intercalent entre les roches carbonatées foncées de la plate-forme externe et du talus; cette transition est superbement illustrée au sein de la formation RG2 et des formations de Perssuaq Gletscher et de Løndal (fig. 7-21, 7-22).

Les roches **de la plate-forme externe et du talus** constituent plus des deux tiers des groupes de Brønlund Fjord et de Tavsens Iskappe (fig. 7-19, 7-20); elles forment des coupes continues pouvant atteindre jusqu'à 450 m d'épaisseur dans le sud-ouest de la Peary Land. Elles se composent typiquement de calcilutites et de calcaires noduleux hémipélagiques foncés et finement lités, interstratifiés avec des calcaires granoclassés et des lits de brèches de roches carbonatées chaotiques. Une dolomitisation secondaire touche presque les trois quarts de la succession et se présente de préférence dans des intervalles à grain grossier et à couches épaisses. Les hémipélagites sont généralement bitumineuses, argileuses et siliceuses, et contiennent souvent de petits brachiopodes phosphatiques, des trilobites et des spicules d'éponges siliceuses; ce faciès est typique des formations de Henson Gletscher, d'Ekspedition Brae, d'Erlandsen Land et de Holm Dal (fig. 7-21, 7-22). La structure sédimentaire prédominante est une lamination régulière, parallèle et parfois microclassée. Des terriers de *Chondrites* se manifestent à certains niveaux. Certaines coupes montrent une alternance cyclique et régulière de mudstones carbonatés laminés avec ou sans terriers, signe de variations rythmiques dans le degré d'oxygénation des eaux de fond. Les lits interstratifiés de calcaire granoclassé varient de calcilutite silteuse dont l'épaisseur est inférieure à 5 cm à des grainstones grossiers à péloïdes disposés en lits épais (<60cm) et présentant les divisions Tab et Tabc de la séquence de Bouma; ils ont été mis en place par des courants

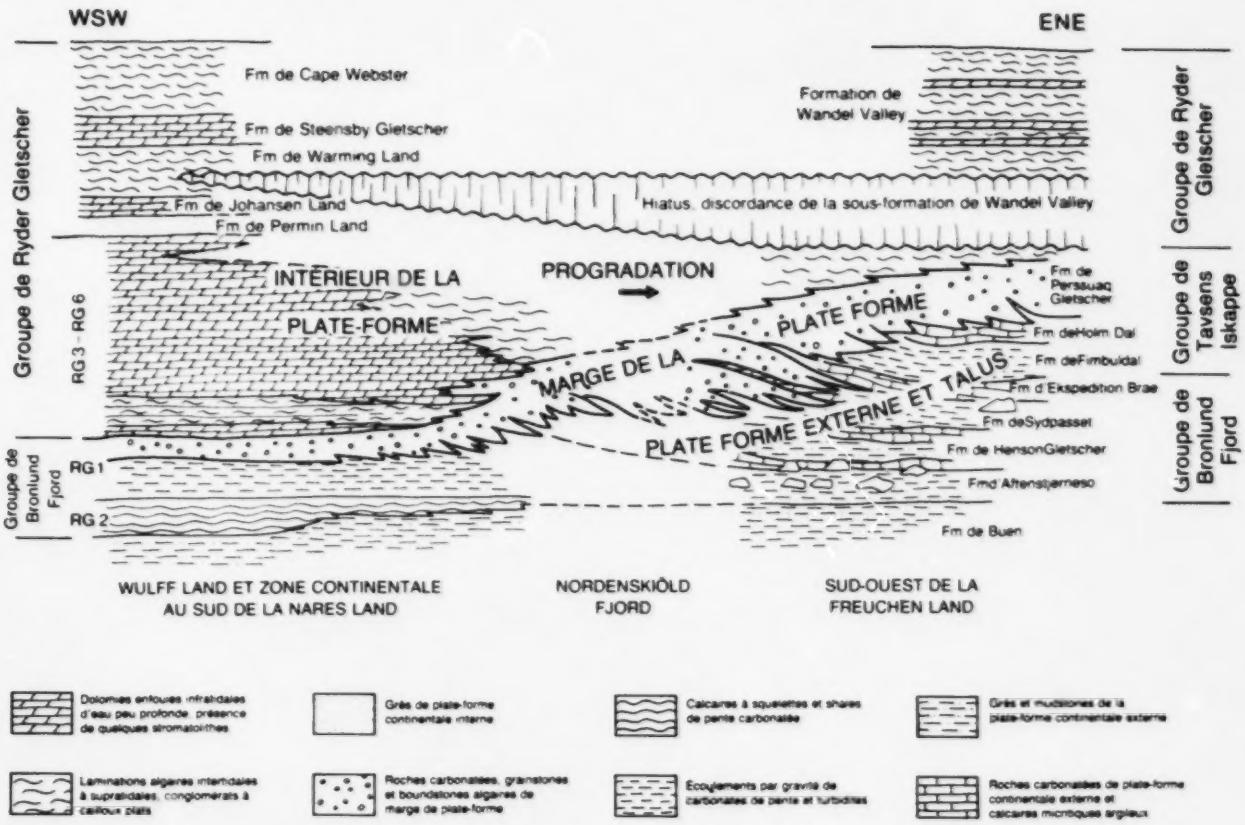


Figure 7-20. Coupe schématique montrant les liens entre les roches d'intérieur de plate-forme, de marge de plate-forme et de plate-forme externe et de talus continental au stade $4S_2$, à la tête du Nordenskiöld Fjord.

de turbidité à densité faible dérivés du talus supérieur et de la marge de la plate-forme.

Des lits très minces de roches carbonatées noduleuses constituent un élément frappant des roches de la plate-forme externe et du talus; ils sont particulièrement bien développés dans les formations d'Aftenstjernesø, de Sydpasset et de Fimbuldal (fig. 7-20). Ils sont maintenant composés principalement de dolomie ou de spath néomorphique (formé par recristallisation de boue calcaire) et présentent un rubanement noduleux tabulaire complexe qui reflète probablement l'interstratification originelle de boues calcaires turbiditiques et de boues calcaires hémipélagiques, rehaussée par une cimentation différentielle diagénétique hâtive. Le glissement strate sur strate dans de tels sédiments partiellement lithifiés a produit un éventail spectaculaire de structures de reptation, allant des «pull-aparts», des boudins, des microfailles et des brèches discontinues et localement discordantes entre les couches, à des plis et des buttes dont le relief peut atteindre jusqu'à 10 m et la longueur d'onde plusieurs dizaines de mètres.

Des lits de brèches carbonatées, généralement dolomitisées, dont l'épaisseur varie de 0,2 à 45 m, sont principalement des dépôts non chenalisés disposés en couches. Ils ont typiquement une fabrique à support par grains et sont chaotiques et mal classés; ils possèdent une matrice de boue carbonatée et ne présentent aucune stratification interne. Ils sont interprétés comme étant des dépôts de flots de débris sous-marins (Ineson, 1980, 1985). Des blocs de grainstone oolitique provenant de la plate-forme et pouvant atteindre jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de diamètre, caractérisent certains lits de brèches, notamment dans les formations d'Aftenstjernesø, de Sydpasset, de Lønelv et de Fimbuldal (fig. 7-18 à 7-22). Plus généralement, cependant, les brèches se composent de fragments anguleux tabulaires de la grosseur des cailloux ou des galets et dérivés de milieux de talus (fig. 7-23). Toute les étapes du déplacement de masses rocheuses le long des talus sont conservées dans la succession, allant de la reptation des sols, au glissement et slumping et aux écoulements en masse.

Figure 7-21. Séquence cambrienne d'unités de marge de plate-forme observée à la tête du Nordenskiöld Fjord. A. Les grès et mudstones de plate-forme externe, qui font partie de la Formation de Buen (BU, stade 3S), sont recouverts par des roches carbonatées de talus et des flots de débris des formations d'Aftenstjernesø (A) et de Henson Gletscher (HG), toutes deux du Groupe de Brønlund Fjord (stade $4S_2$). Au-dessus, les grainstones de marge de plate-forme de la formation RG2, également du Groupe de Brønlund Fjord (stade $4S_2$), présentent des surfaces de sédimentation très inclinées (fig. B) et sont recouverts de roches carbonatées de plate-forme et des roches silicoclastiques des formations RG5 et RG6 du Groupe de Ryder Gletscher (stade $4S_1$). La falaise a 700 m de hauteur. f-f : faille.

Figure 7-22. Roches carbonatées de plate-forme progradante de la Formation de Perssuaq Gletscher (PG), recouvrant d'autres roches carbonatées et shales de plate-forme externe des formations de Holm Dal (HD) et de Fimbuldal (F), toute deux du Groupe de Tavsens Iskappe (stade $4S_2$). Dolomies de plate-forme de la Formation de Wandel Valley (W, stade $4S_1$), reposant en discordance sur la Formation de Perssuaq Gletscher. Côte est du fjord J.P. Koch, dans l'ouest de la Peary Land. La falaise a environ 1000 m de hauteur.

Figure 7-23. Brèche intraformationnelle (flots de débris), composée de calcilutites tabulaires, pâles et foncées; cette lithologie abonde dans les unités équivalentes de la plate-forme externe du Groupe de Tavsens Iskappe (stade $4S_2$), dans le nord de la Nyeboe Land.

Un coin de sable silicoclastique atteignant par endroits jusqu'à 124 m d'épaisseur tronque les roches carbonatées de la plate-forme externe et du talus près de la limite entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen; il constitue la Formation de Saeterdal et une grande partie de la Formation de Henson Gletscher (fig. 7-18, 7-20). Le coin de sable persiste parallèlement à la direction primaire (approximativement est-ouest) sur plus de 300 km, à partir du nord de la Nyeboe Land jusqu'au centre de la Peary Land; il s'amincit généralement vers le nord (voir la fig. 7-21), mais s'étend sur plus de 40 km du sud au nord, perpendiculairement à la direction de sédimentation. Il se compose de couches de grès à grain fin disposés en lits minces à très épais et interstratifiés avec des siltstones sableux laminés et tachetés de terriers (fig. 7-21). Bien qu'habituellement sans structures, certains lits de grès présentent des structures qui témoignent de l'échappement d'eau, une lamination parallèle et une stratification oblique en mamelons. Le sable a été de toute évidence transporté vers la mer au cours de tempêtes violentes mais dans plusieurs cas, il a été remis en mouvement et s'est déplacé sous forme d'écoulements en masse plus loin vers le bas du talus.

Des roches contemporaines de la plate-forme externe et du talus et datées de la fin du Cambrien précoce à l'Ordovicien précoce, affleurent entre la Nyeboe Land septentrionale et le fjord J.P. Koch dans la région axiale d'une série d'anticlinaux. Cette séquence a été provisoirement décrite par Higgins et Soper (1985) en fonction de trois unités; leur quatrième unité, équivalente au Groupe d'Amundsen Land, fait partie du stade $5S_2$. Les deux unités inférieures sont des équivalents distaux des formations d'Aftenstjernesø et de Henson Gletscher de la plate-forme externe. La troisième unité (de la partie supérieure du Cambrien moyen à la partie la plus inférieure de l'Ordovicien) est considérée comme étant une nouvelle formation du Groupe de Tavsens Iskappe, et montre une évolution quelque peu différente de ses équivalents plus proximaux de plate-forme.

L'unité, dont l'épaisseur varie généralement de 150 m à 300 m, se compose surtout de calcilutites foncées, bien que des lits de turbidites calcaires de 10 cm à 1m d'épaisseur soient visibles dans les affleurements à l'est. Des lits minces alternés de calcaire gris noduleux ou rubané et de dolomie jaune orangé prédominent dans la séquence ouest, tandis que des lits de brèches de roches carbonatées abondent dans toutes les coupes.

La séquence n'est plus divisible en trois unités stratigraphiques vers le nord en direction de la limite de ses affleurements, dans le nord de la Nares Land et de la Freuchen Land, et le long de la côte est du centre du fjord J.P. Koch; en outre, son épaisseur totale baisse à moins de 100 m. Dans ces régions, elle est presque entièrement composée de chert et de shales cherteux, preuve de la présence d'un milieu de talus à faible remplissage sédimentaire de la toute fin du Cambrien précoce à l'Ordovicien précoce. Plus loin au nord, dans le sud de la Johannes V. Jensen Land, la séquence s'épaissit de nouveau mais représente maintenant les dépôts de cuvette du Groupe de Vølvedal.

La figure 7-20 montre clairement que les groupes de Brønlund Fjord et de Tavsens Iskappe pris ensemble reflètent un épisode majeur de sédimentation régressive d'un cycle stratigraphique de haut fond ascendant; cet épisode a dû être régi par le soulèvement régional du centre et de l'est du Groenland septentrional au Cambrien moyen et tardif. Le soulèvement est interprété comme reflétant le déplacement vers l'ouest d'un bombement périphérique au cours d'une première phase de collision le long de la marge ouest de l'océan Iapetus (Surlyk et Hurst, 1984).

Des roches de plate-forme externe et de talus dominent la séquence; elles passent graduellement vers le sud aux sédiments carbonatés de plate-forme qui les recouvrent (fig. 7-18 à 7-21), signe qu'il s'est produit une progradation vers le nord de milieux marins peu profonds. Dans le sud de la Peary Land, les paléocourants, les paléopentes et les modèles de faciès indiquent une progradation vers le nord-nord-ouest, tandis que dans le sud-ouest de la Freuchen Land, la plate-forme a progradé vers le nord-est. Évidemment, la subsidence maximale de la plate-forme continentale a eu lieu à proximité du sud-ouest de la Peary Land et de la Freuchen Land au cours du Cambrien précoce et moyen.

Dans les régions plus à l'est du Groenland septentrional, la progradation a été accompagnée d'une érosion progressive de la plate-forme carbonatée et du développement d'un hiatus régional dont l'importance stratigraphique décroît vers l'ouest (fig. 7-3, 7-18). Des brèches karstiques et des cavités de dissolution sont fréquentes sous cette discordance. Dans le sud-ouest de la Peary Land et de la Freuchen Land, l'émersion de la plate-forme a été précédée par l'accumulation d'une séquence épaisse de sédiments silicoclastiques quartzeux progradant vers le nord (Formation de Perssuaq Gletscher) qui datent du Cambrien tardif au tout début de l'Ordovicien. Cet apport de matériaux clastiques régressifs est représenté plus à l'ouest par les roches clastiques d'une plate-forme épicontinentale de la Formation de Permin Land (voir le stade 4S$_1$ et la figure 7-20) et au nord, dans la cuvette, par les turbidites gréseuses du Groupe de Vølvedal (Surlyk et Hurst, 1984; Surlyk et al., sous presse).

4T: Cuvette

Dans le sud de la Johannes V. Jensen Land, les mudstones verts et rouges de talus et de glacis trouvés au sommet du Groupe de Polkorridoren sont recouverts d'une séquence de talus externe et de fond de cuvette qui est composée de mudstones foncés, de cherts, de turbidites et de conglomérats de la base du talus (Surlyk et Hurst, 1984). Cette séquence s'échelonne de la fin du Cambrien précoce à l'Ordovicien précoce et est attribuée au Groupe de Vølvedal (Friderichsen et al., 1982; Surlyk et al., sous presse). Le groupe diffère nettement de la séquence de plate-forme continentale externe et de talus décrite ci-dessus, par son épaisseur beaucoup plus importante et par la présence de séquences épaisses de turbidites gréseuses. Higgins et Soper (1985) ont avancé que les turbidites du Groupe de Vølvedal ne se sont pas étendues beaucoup plus loin à l'ouest que l'extrémité ouest de l'Amundsen Land; à supposer que leur accumulation soit reliée au soulèvement des zones orientales au cours du Cambrien, ces dépôts auraient pu être confinés à la partie est de la cuvette, comme l'ont proposé Surlyk et Hurst (1984). Or, il est difficile de vérifier cette hypothèse en vue de l'absence d'endroits auxquels la séquence de cuvette affleure dans la Nansen Land; en outre, plus loin à l'ouest, dans l'ouest du Groenland septentrional, cette partie du bassin se situe au nord des zones terrestres actuelles. Des turbidites comparables n'ont pas été observées dans les strates équivalentes de la Formation de Hazen dans les affleurements du nord-est de l'île d'Ellesmere.

Les affleurements actuels du Groupe de Vølvedal sont presque confinés dans le sud de la Johannes V. Jensen Land, y compris l'Amundsen Land et la région adjacente au fjord Frederick E. Hyde (fig. 7-24).

Le groupe a généralement 600 ou 700 m d'épaisseur. Il commence par une séquence de mudstones gris foncé et noirs non bioturbés avec des lits minces de turbidites gréseuses de la Formation de Nornegaest Dal. La formation s'est accumulée sur le fond de la cuvette dans un milieu mal aéré. Des sédiments à grain fin ont continué à s'accumuler, notamment du chert verdâtre, des mudstones et siltstones siliceux et, par endroits, des turbidites gréseuses à grain fin. Ces dépôts constituent la Formation de Drengs Brae dont l'épaisseur atteint environ 50 m.

Cette sédimentation lente, en partie anoxique, sur le fond de la cuvette, a été interrompue par l'arrivée, en provenance du sud, de turbidites quartzitiques de la Formation de Bøggild Fjord (fig. 7-25). Ces turbidites sont disposées en lits moyens à épais qui alternent avec des lits minces de mudstones noirs. La formation a environ 240 m d'épaisseur et représente un ou plusieurs cônes sous-marins relativement petits de bordure continentale qui ont progradé vers le nord jusque dans la cuvette, où il y a eu accumulation de cherts lités noirs et verts et de mudstones noirs avec des turbidites finement litées de bordure de cône sous-marin et de plaine de bassin. Les manifestations plus proximales notées au sud présentent des chenaux caractéristiques de lobes de cône moyen et de cône externe; en outre, l'épaisseur et le rapport entre la teneur en sable et celle en boue des lits de la séquence à turbidites, diminuent nettement vers le nord.

Parallèlement à la direction, les turbidites de cône sous-marin passent à des mudstones accumulés entre les cônes du fond de la cuvette. Tous les mudstones et les turbidites à grain fin finement litées ont été plus ou moins transformés en chert. Souvent, cette chertification est tellement intense que les caractéristiques originelles des turbidites sont complètement masquées.

Vers la fin de la période de sédimentation des cônes sous-marins, le talus supérieur a subi un slumping (effondrement) d'envergure. Dans le sud de la Johannes V.

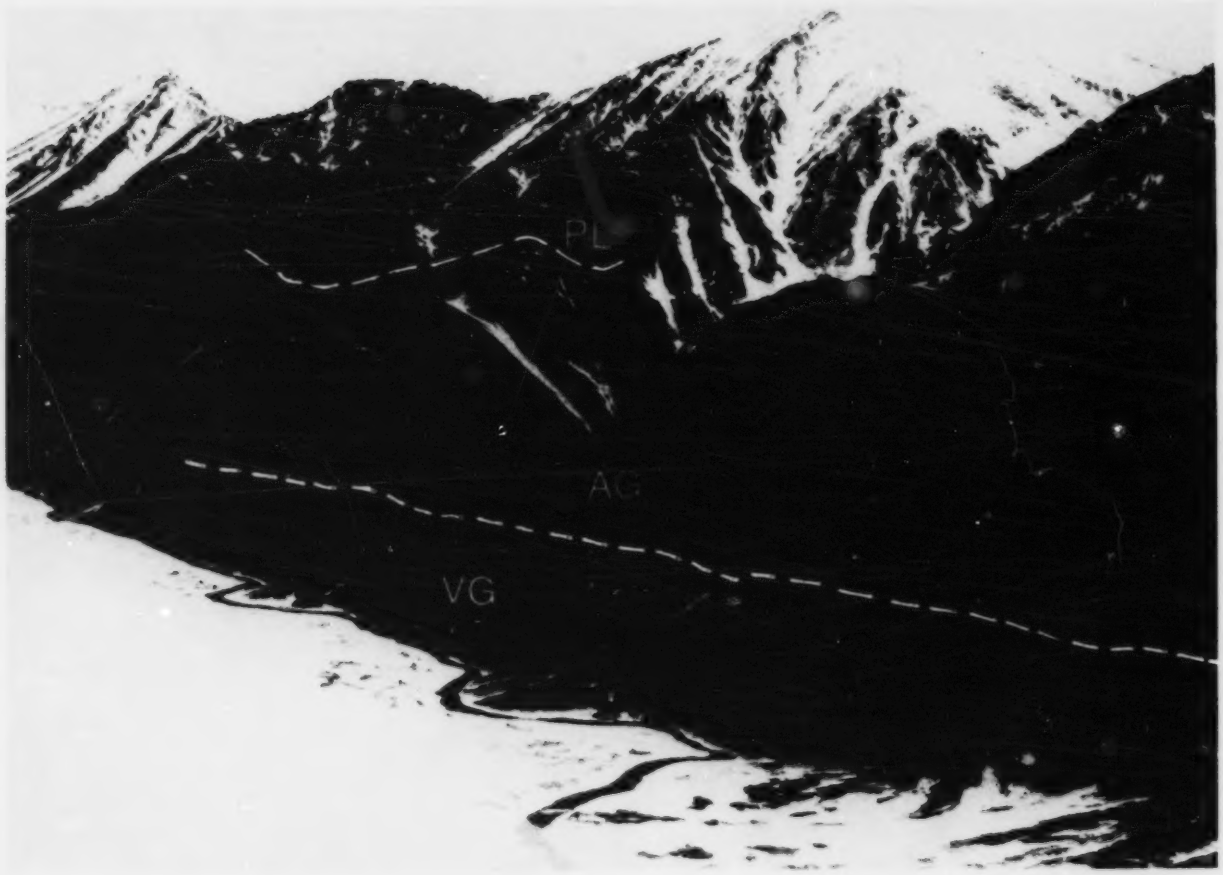


Figure 7-24. Sur la côte nord du O.B. Bøggild Fjord, turbidites du Groupe de Vølvedal (VG, stade 4T), recouvertes de cherts et de shales noirs avec des roches carbonatées et des conglomérats cherteux du Groupe d'Amundsen Land (AG, stade 5T), et des turbidites de la Formation de Merqujôq du Groupe de Peary Land (PL, stade 6T). Ces deux dernières unités sont séparées par un chevauchement.

Jensen Land, une couche de débris composite atteint près de 20 m d'épaisseur et peut être retracée sur une distance de 75 km, parallèlement à la direction des strates. Les conglomérats, pour la plupart à fabrique à support par grains, se composent en grande partie de clastes anguleux tabulaires de roches carbonatées laminées dont les dimensions vont des cailloux aux blocs de 1 m de longueur, dans une matrice de calcilutite. Les clastes montrent divers degrés de déformation plastique, signe que la roche mère n'était que partiellement lithifiée au moment du slumping et du transport ultérieur par écoulement en masse. Les lithologies des clastes semblent indiquer qu'ils proviennent du talus supérieur et de la plate-forme externe plutôt que de la plate-forme de roches carbonatées. Un type de bloc bien visible se compose de couches alternées de calcaire gris et de dolomie jaune, qui forment également des couches épaisses dans la séquence cambrienne équivalente de la plate-forme externe et du talus (nouvelle formation du Groupe de Tavsens Iskappe; unité 3 décrite par Higgins et Soper, 1985).

Le Groupe de Vølvedal contient très peu d'organismes qui permettent de le dater, et la base du groupe est rapportée à la fin du Cambrien précoce grâce à une comparaison avec la séquence de plate-forme externe et de talus. Des graptolites de l'Ordovicien précoce sont passablement abondants dans les mudstones des niveaux moyen et supérieur du groupe.

La séquence de cônes sous-marins se manifeste par endroits dans le sud de la Johannes V. Jensen Land. Elle consiste en des lits minces à moyens de turbidites à calcarénites, de conglomérats de roches carbonatées et de shale noir. La prédominance des roches carbonatées reflète probablement le soulèvement et l'érosion progressifs de la plate-forme orientale.

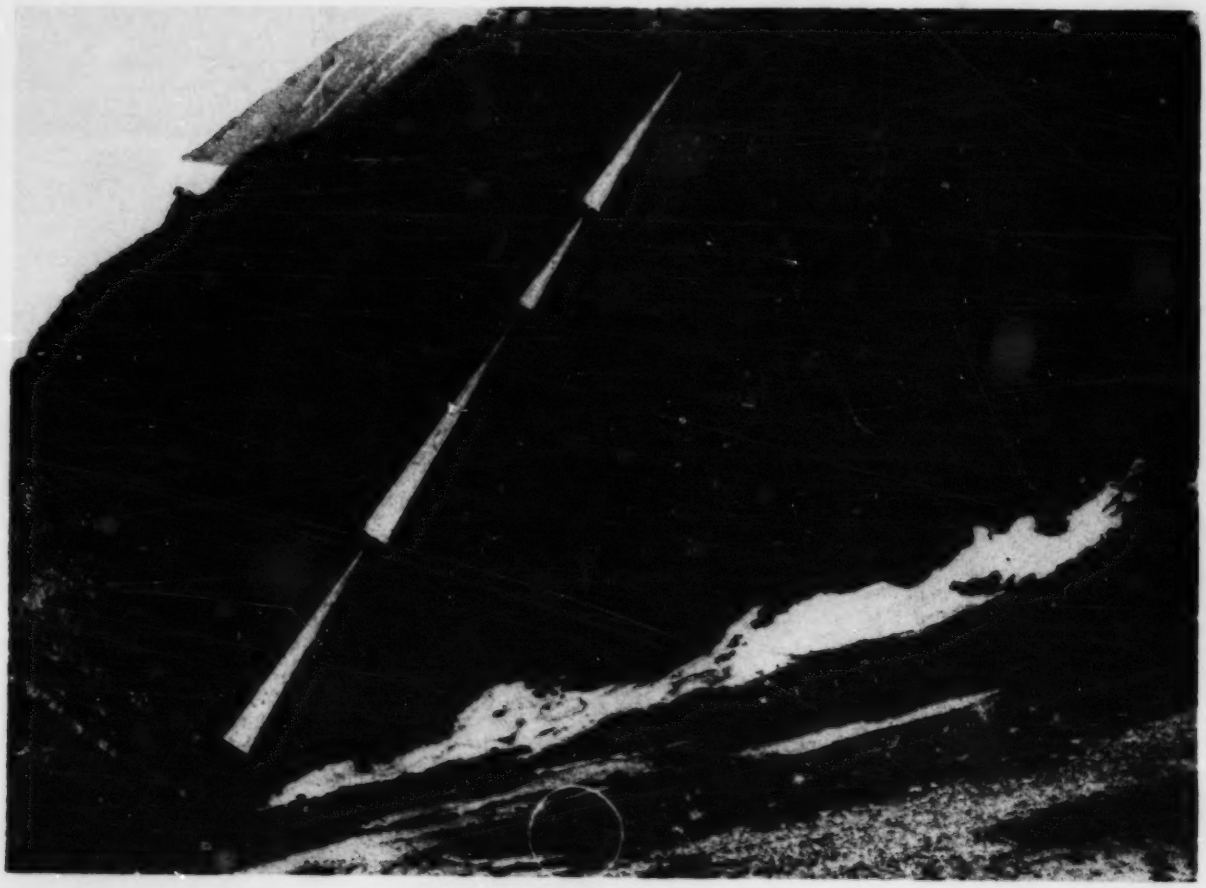


Figure 7-25. Empilement de séquences à turbidites dont l'épaisseur diminue vers le sommet et qui représentent des chenaux de cône moyen, Groupe de Vølvedal (stade 4T), O.B. Bøggild Fjord. La personne debout (encerclée) indique l'échelle de grandeur.

Stade 5: Ordovicien moyen et Silurien précoce : plate-forme stable, talus à faible remplissage sédimentaire et cuvette

Ce stade de l'évolution du bassin est marqué par un recul de la marge de la plate-forme jusqu'à peu près la ligne de l'escarpement du fjord Navarana (fig. 7-4, stade 5). La sédimentation de roches carbonatées a continué sur la plate-forme au sud (plate-forme stable), la marge de la plate-forme formant un escarpement (fig. 7-3, 7-26). Au nord de l'escarpement, un vaste talus a reçu des quantités très restreintes de sédiments (talus à faible remplissage sédimentaire). Plus au nord, dans la cuvette d'eau profonde, la sédimentation, quoique également lente, a été beaucoup plus importante que sur le talus. La phase de sédimention relativement faible sur le talus et dans la cuvette a duré jusqu'au Silurien précoce, lorsqu'elle a pris fin avec le commencement soudain de l'accumulation des turbidites du Groupe de Peary Land (stade 6T).

5S$_1$: Plate-forme stable

L'étape de l'évolution de la plate-forme continentale qui constitue le stade 5 a débuté avec la transgression de la fin de l'Ordovicien moyen (Christie et Peel, 1977; Fortey, 1984) et a persisté pendant le Silurien précoce (Llandovérien précoce à moyen). Elle est représentée par le Groupe de Morris Bugt et la partie basale du Groupe de Washington Land, dans la région de la Washington Land et de la Freuchen Land (Hurst, 1980a; Peel et Hurst, 1980; Sønderholm et al., 1987), et par les formations de Børglum River, de Turesø et d'Ymers Gletscher ainsi que les strates équivalentes dans la Freuchen Land et la Peary Land (fig. 7-2, 7-3; Christie et Peel, 1977; Hurst, 1984; Sønderholm et al., 1987; Smith et al., sous presse).

L'épaisseur totale de ces unités demeure constante dans toute la région (environ 650 m), preuve d'une subsidence uniforme et généralisée (Smith et al., sous presse).

La plate-forme continentale était bordée par un escarpement dont la hauteur atteignait des centaines de mètres; cet escarpement est visible dans la partie interne du fjord Navarana et du fjord J.P. Koch (fig. 7-26), où il forme une zone érosive de non sédimentation (Surlyk et Hurst, 1984; Surlyk et Ineson, 1987a). Les données stratigraphiques et les changements dans le style de la déformation tectonique ont permis de déduire que l'escarpement s'est prolongé plus à l'ouest jusqu'au nord de la Nyeboe Land et au nord de la Hall Land (Escher et Larsen, 1987; Hurst et Surlyk, 1982; Larsen et Escher, 1985). Hurst et Kerr (1982) ont avancé que l'affleurement isolé de roches carbonatées trouvé à proximité de Kap Ammen, dans le nord de la Hall Land (fig. 7-1, 7-2, 7-27), représentait un horst de roches carbonatées du Llandovérien précoce qui est entouré de sédiments clastiques de plate-forme continentale d'eau profonde. Or, la présence des mêmes faciès et unités lithostratigraphiques dans le sud de la Nyeboe Land semble indiquer que la plate-forme carbonatée se prolongeait sans interruption de la zone d'affleurements, au sud, jusqu'au nord de la Hall Land et de la Nyeboe Land, et ce jusqu'à la fin du Llandovérien moyen (Dawes et Peel, 1984; Sønderholm et al., 1987).

La marge de la plate-forme n'est bien exposée que dans les parties internes des fjords J.P. Koch et Navarana (fig. 7-26, 7-28); ces affleurements ressemblent étroitement aux affleurements équivalents à Kap Ammen, dans le nord de la Hall Land (fig. 7-27). Hurst et Surlyk (1983b) ont reconnu des monticules de boue pouvant atteindre jusqu'à 200 m de diamètre et de 50 à 100 m de hauteur, à la marge de la plate-forme au fjord J.P. Koch. Les monticules se sont vraisemblablement élevés très haut au-dessus des sédiments horizontaux qui les entouraient.

Ailleurs dans la Peary Land, les faciès de marge de plate-forme équivalents à la Formation de Turesø se présentent uniquement sous la forme de grands blocs englobés dans des conglomérats contemporains du Membre de Citronens Fjord de la base du talus (fig. 7-2); ces conglomérats se présentent le long de la côte sud du fjord Frederick E. Hyde (Hurst et Surlyk, 1982; Hurst, 1984). Les blocs se composent de grainstones lithoclastiques et bioclastiques distincts, riches en fragments de brachiopodes virgianides, de stromatopores, de gastéropodes et d'algues. Quelques petits clastes de dolomie ont une teinte rouge. Ce phénomène semble indiquer que la plate-forme était bordée de hauts-fonds de sable carbonaté provenant de milieux à forte énergie; l'abondance des algues pourrait indiquer la présence, bien à l'intérieur de la zone euphotique, de récifs algaires qui ont peut-être subi des épisodes d'exposition subaérienne (Hurst, 1984).

Les formations de Gonioceras Bay et de Troedsson Cliff (la Formation de Kap Jackson décrite par Smith et al., sous presse), la Formation de Cape Calhoun et la partie inférieure de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord (unité AF1 de Sønderholm et al., 1987), dont l'épaisseur totale varie de 300 à 390 m, ainsi que la formation équivalente de Børglum River (approximativement 430 m) (fig. 7-2, 7-3, 7-13, 7-26, 7-29), se composent principalement de calcilutites foncées, noduleuses et tachetées de terriers, de wackestones squelettiques et de packstones. Les épifaunes et les endofaunes abondent, et Hurst et Surlyk (1983b) ont reconnu de nombreux débris algaires. Ces sédiments plats ressemblent à des sédiments infratidaux typiques de plate-forme de roches carbonatée. L'absence de grainstones semble indiquer qu'ils se sont accumulés dans des milieux à faible énergie, probablement sous le niveau normal des vagues, tandis que l'abondance des faunes et des algues

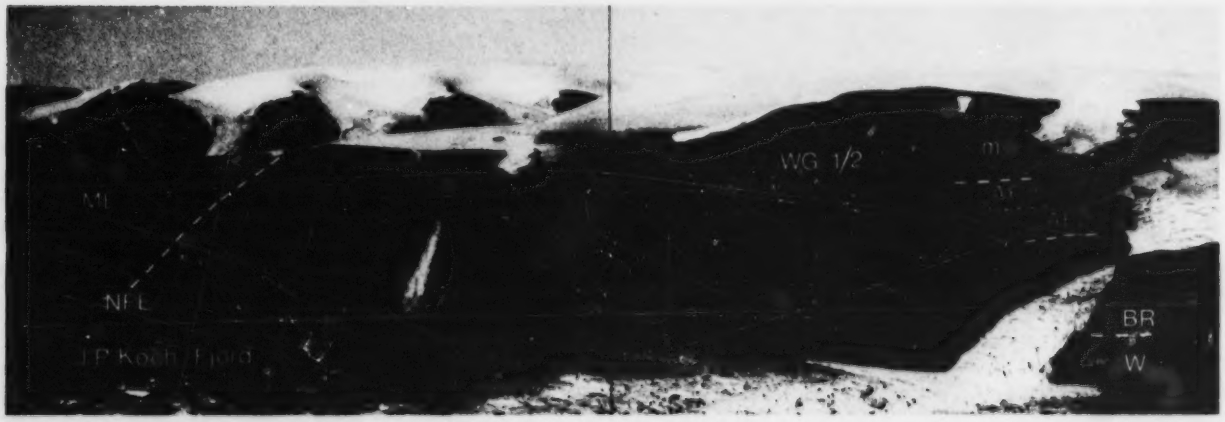


Figure 7-26. Escarpement de marge de plate-forme (escarpement du Navarana Fjord; NFE), sur la côte est du J.P. Koch Fjord. Des turbidites gréseuses de la Formation de Merqujôq (ME, stade 6T) sont en contact avec des roches carbonatées de plate-forme des stades $5S_1$ et 6S qui constituent l'escarpement. À noter que le litage des roches carbonatées devient flou en se rapprochant de l'escarpement. W: Formation de Wandel Valley du Groupe de Ryder Gletscher (stade $4S_1$). BR : Formation de Børglum River (stade $5S_1$). AF2 et AF3: unités 2 et 3 de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord (stade $5S_1$). WG 1/2: unités 1 et 2 du Groupe de Washington Land (stades $5S_1$ et 6S); à noter la présence d'un petit monticule (m). La falaise a 800 m de hauteur.

Figure 7-27. Au Kap Ammen dans le nord de la Hall Land, séquence de plate-forme de roches carbonatées (stades 5S$_1$ et 6S), à proximité de la marge de la plate-forme (Fig. 7-4). Les dépôts de milieu marin à circulation libre de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord (AF 1-3), généralement de couleur foncée, sont surmontés, à la limite inférieure (externe) de la plate-forme, de roches carbonatées de couleur pâle (WG1) et de monticules (WG2) séparés les uns des autres par des dépôts du Groupe de Washington Land (WG3). Les roches carbonatées de plate-forme sont recouvertes par des séquences à turbidites de cône abyssal du Groupe de Peary Land (PL, stade 7T), dont la première couche comporte des mudstones foncés du Membre de Thors Fjord (TFM). Les petits monticules de l'unité AF2 sont indiqués par des flèches. À l'arrière-plan, une zone linéaire de récifs (stade 7S) forme les Hauge Bjerge. Photo aérienne 546 K-S, n° 2190. Tous droits réservés, Institut géodesique de Copenhague, Danemark. Reproduction autorisée (A.200/87).

indique un substrat oxygéné situé à l'intérieur de la zone euphotique.

Cette phase de sédimentation stable et uniforme a pris fin entre la toute fin de l'Ordovicien et le tout début du Silurien, à la suite d'une diminution importante de la profondeur d'eau, et a été suivie plus tard par un approfondissement de l'ensemble de la plate-forme continentale. Cet événement est représenté par les deux unités supérieures (AF2 et AF3; de 115 à 160 m) de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord (Sønderholm et al., 1987) et par la Formation de Turesø (dont l'épaisseur atteint 115 à 200 m) (fig. 7-2, 7-3; Hurst, 1984). La grande étendue latérale de ces unités et la chronologie de la réduction de la profondeur et de l'approfondissement pourraient témoigner d'événements eustatiques reliés à la glaciation de l'Ordovicien tardif (Brenchley et Newall, 1980; Fortey, 1984; McKerrow, 1979). L'unité AF2 de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord est constituée de couches massives de calcaires squelettiques coralliens ou biostromaux de couleur gris pâle. Des stromatopores et des coraux *in situ* abondent par endroits et contribuent à la construction de petits monticules à certains endroits, par exemple dans les fjords Bessels et Petermann, dans la Newman Bugt et au Kap Ammen (fig. 7-27). Les sédiments se sont vraisemblablement accumulés sur une plate-forme continentale ouverte, en eau peu profonde et agitée; ils témoignent d'une diminution relative du niveau marin comparativement à l'unité sous-jacente. Vers l'est, dans la Nares Land et jusqu'au fjord J.P. Koch, l'unité AF2 de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord devient progressivement plus dolomitique et moins fossilifère, phénomène qui laisse supposer un environnement à circulation plus restreinte (Sønderholm et al., 1987). Plus loin à l'est dans la Peary Land, elle passe aux dolomies aux couleurs d'altération

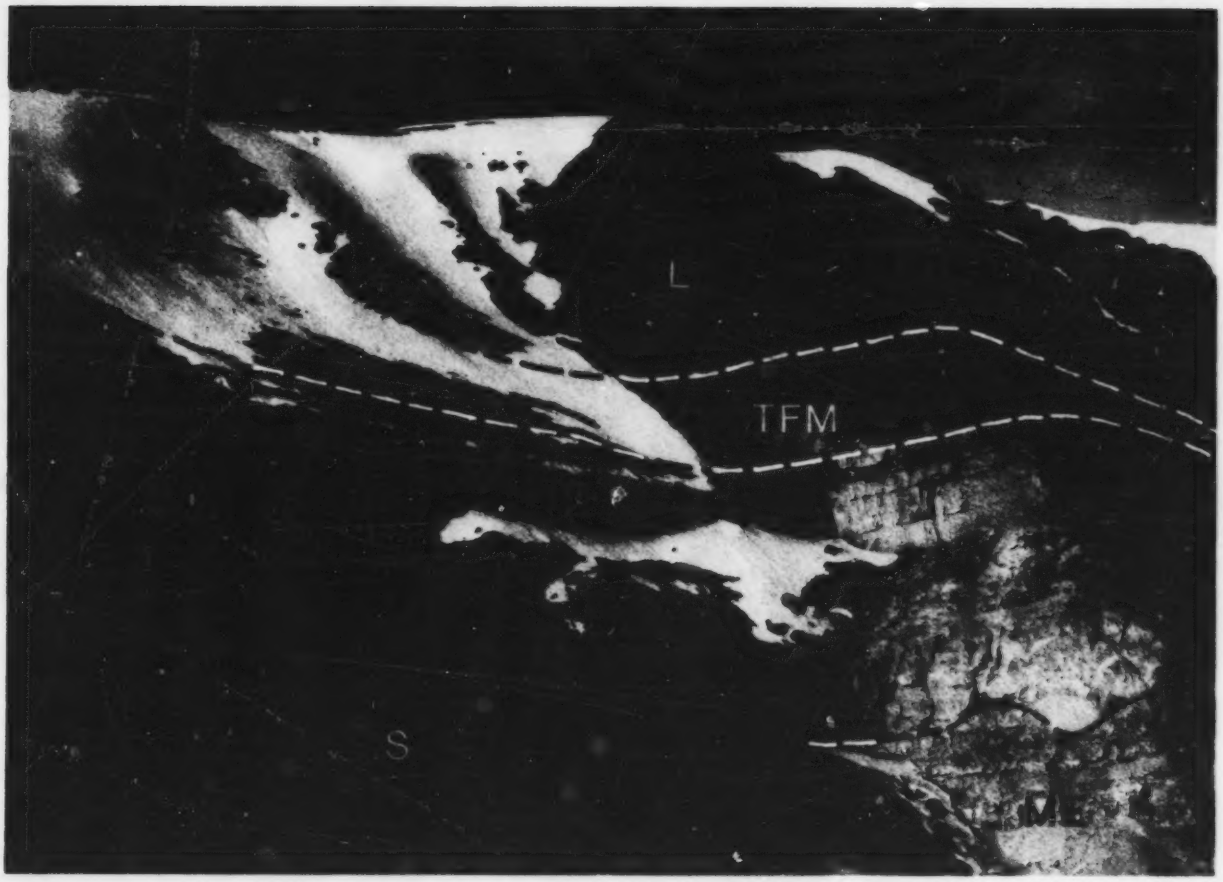


Figure 7-28. Liens entre les différentes lithologies de marge de plate-forme, sur la côte ouest du Navarana Fjord. Des turbidites de la Formation de Merqujôq, (ME, stade 6T) forment, à droite, un biseau d'aggradation qui recouvre le sommet de l'escarpement de la marge de la plate-forme silurienne submergée (S, stade 6S), visible à gauche. Les conglomérats de roches carbonatées du Membre de Navarana Fjord (NF) recouvrent les roches carbonatées de la plate-forme et sont interdigités avec les turbidites les plus élevées de la Formation de Merqujôq; ils reposent en outre sous des shales noirs et des turbidites finement litées du Membre de Thors Fjord (TFM) et des turbidites de la Formation de Lauge Koch Land (L, stade 7T).

pâles de la partie inférieure de la Formation de Turesø (Hurst, 1984).

Au centre de la Peary Land, la Formation de Turesø présente une cyclicité bien développée (fig. 7-30). Chaque cycle varie de 2 à 20 m d'épaisseur et se compose de wackestones dolomitiques tachetés de terriers et présentant parfois des rides silteuses et de rares faunes benthiques; ils sont recouverts de dolomies laminées, de dolomies à lamination cryptalgaire ou de dolomies à fenestrae (Armstrong et Lane, 1981; Fürsich et Hurst, 1980; Hurst, 1984). La rareté des conglomérats à intraclastes et des lumachelles semble indiquer que la séquence entière s'est accumulée dans un milieu à très faible énergie, où la salinité a peut-être augmenté périodiquement (Fürsich et Hurst, 1980; Hurst, 1984). À proximité du fjord G.P. Schley, au nord-est, le milieu est redevenu un milieu marin à circulation libre. Ici, la Formation de Turesø est plus foncée, moins dolomitique, et composée presque entièrement de wackestones calcaires noduleux.

L'approfondissement qui a suivi cette étape de sédimentation en eau peu profonde est représenté par les sédiments de l'unité supérieure de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord (unité AF3), dans la zone allant de la Washington Land au fjord J.P. Koch, et par les sédiments de la partie supérieure de la Formation de Turesø, dans la Peary Land et la Kronprins Christian Land (fig. 7-2, 7-3). L'unité AF3 de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord est développée uniformément dans l'ensemble de la région et comprend des calcaires squelettiques bitumineux à grain fin, très foncés et fortement tachetés, qui contiennent de nombreux grands brachiopodes pentamérides et de fréquents stromatoporoïdés et coraux du Silurien. Ces sédiments proviennent d'une plate-forme continentale à circulation libre et de régime principalement à faible

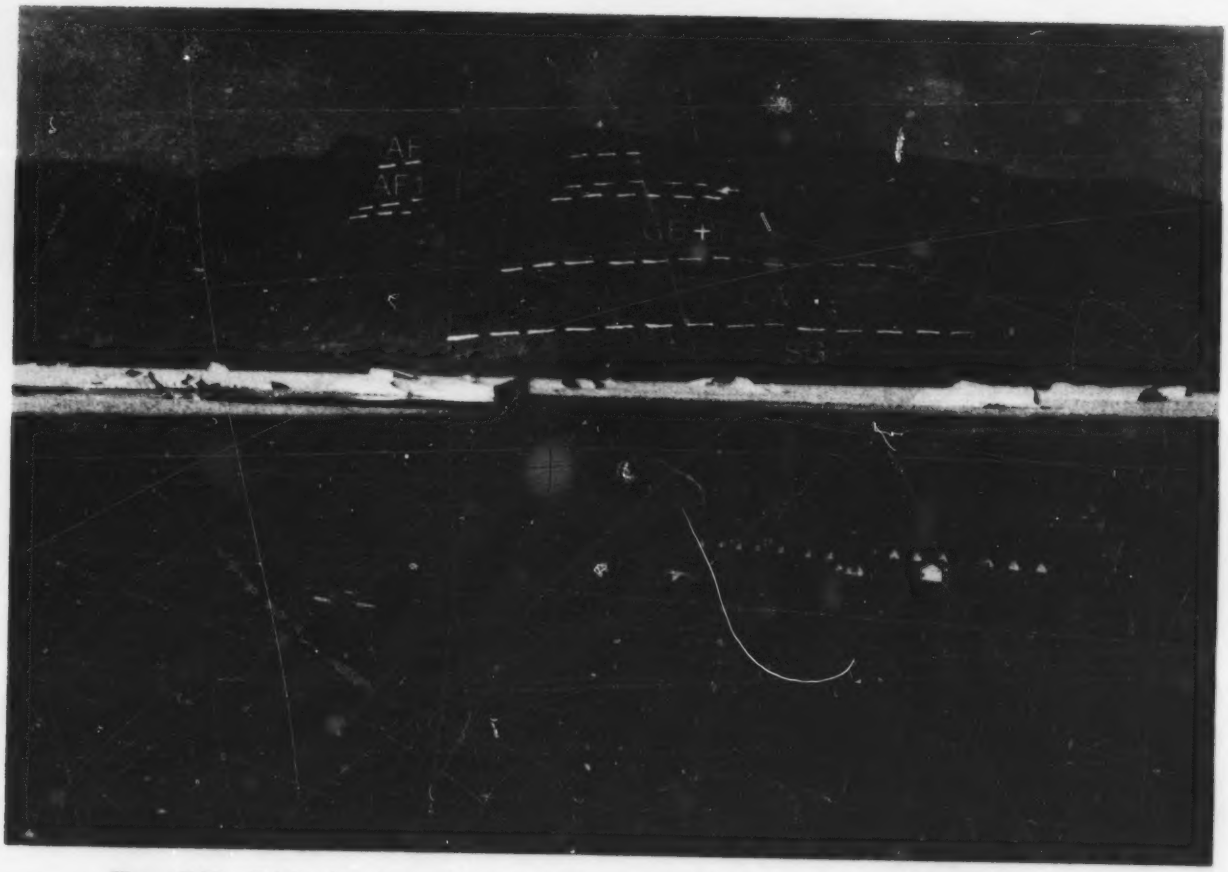


Figure 7-29. Falaise de roches carbonatées foncées appartenant au Groupe de Morris Bugt et représentant des dépôts de plate-forme marine à circulation libre du stade $5S_1$. GB, TC et CC représentent respectivement les formations de Gonioceras Bay, de Troedsson Cliff et de Cape Calhoun, tandis que les unités AF1 et AF2 font partie de la Formation d'Aleqatsiak Fjord. Les formations de Steensby Gletscher (SG) et de Cape Webster (CW) du Groupe de Ryder Gletscher (stade $4S_1$) constituent la moitié inférieure de ces falaises hautes de 700 m dans le sud de la Permin Land. Devant la falaise, on voit le camp de base de l'expédition de 1984-1985 de la commission géologique du Groenland.

énergie. La partie supérieure de la Formation de Turesø dans le centre de la Peary Land est composée de dolomies très semblables à celles de l'unité inférieure, mais le faciès infratidal plus foncé y prédomine (Armstrong et Lane, 1981; Christie et Peel, 1977; Hurst, 1984). Au nord-est, à proximité du fjord G.B. Schley, la partie supérieure de la Formation de Turesø rappelle davantage l'unité supérieure de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord, ce qui fait penser une fois de plus que la plate-forme continentale s'est approfondie à l'est (Christie et Ineson, 1979).

Cette étape de l'évolution de la plate-forme stable s'est terminée au cours du Silurien précoce, période caractérisée par une diminution générale de la profondeur de la plate-forme, probablement par suite de l'accrétion verticale rapide. Cette période est représentée par la Formation d'Ymers Gletscher dans la Peary Land, par l'unité informelle WG1 et par la Formation de Petermann Halvø entre les fjords J.P. Koch et Bessels (fig. 7-2, 7-3). Toutefois, dans la Washington Land, la sédimentation carbonatée s'est effectuée sur une rampe monoclinale qui s'est transformée sous l'effet de la subsidence initiale et de l'inclinaison de la plate-forme ordovicienne d'eau peu profonde (Hurst et Surlyk, 1983a). La limite entre la rampe de roches carbonatées et le talus s'est formée le long d'une flexure sinueuse parallèle au trait de la côte actuelle (fig. 7-4; stade 5).

La Formation d'Ymers Gletscher (de 25 à 45 m) comprend des calcilutites grises finement laminées et bien litées à fenestrae. Elle comporte également des lumachelles à prédominance de brachiopodes pentamérides, de même que des polygones de dessiccation (Armstrong et Lane, 1981; Hurst, 1984). Les sédiments se sont accumulés dans des milieux péritidaux, possiblement à haute salinité (Fürsich et Hurst, 1980). Les sédiments de l'unité WG1 et de la Formation de Petermann Halvø sont dominés par des calcaires squelettiques en lits plats, de teinte gris claire à foncée, habituellement riches en colonies de coraux et de stromatoporoïdés à grande étendue latérale avec une

Figure 7-30. Alternance de calcaires dolomitiques pâles et foncés de la Formation de Turesø (T), recouvrant les calcaires foncés de la Formation de Børglum River (BR), dans le centre de la Kronprins Christian Land; ces deux lithologies sont associées au stade $5S_1$. La déformation calédonienne a déformé la séquence, chevauchant des turbidites gréseuses d'âge protérozoïque (RS : grès de Rivieradal) sur la Formation de Turesø. La falaise a 800 m de hauteur.

abondance de débris de crinoïdes par endroits. Les variations de faciès au sein de l'unité WG1 et de la partie inférieure de la Formation de Petermann Halvø, par exemple la dolomitisation dans les régions sud, pourraient refléter un approfondissement léger des milieux qui auraient passé de milieux péritidaux et peut-être partiellement émergés, au sud, à une plate-forme externe d'eau peu profonde, au nord (Sønderholm et al., 1987).

Les configurations de la sédimentation dans la Washington Land à l'ouest du fjord Bessels reflètent la formation d'une rampe de roches carbonatées monoclinale (Hurst et Surlyk, 1983a). Dans l'extrême ouest, cet événement est représenté par la Formation de Cape Schuchert (de 55 à 80 m), où prédominent des mudstones calcareux noirs, siliceux et bitumineux, finement lités et parfois légèrement laminés, qui se sont accumulés sur un talus et dans un bassin à faible remplissage sédimentaire (Hurst, 1980a). À la même époque, des récifs frangeants se sont formés à la marge de la rampe de roches carbonatées, et ils sont représentés par les sédiments des formations d'Adams Bjerg et de Pentamerus Bjerg décrites par Hurst (1980a). La naissance de ces récifs frangeants a contribué à la formation d'un escarpement entre la marge de la rampe de roches carbonatées et le talus. L'arrivée, le long du talus, de matériaux carbonatés resédimentés de la Formation de Kap Godfred Hansen a été mise en corrélation avec cette différenciation accrue de la rampe et du talus, et avec la naissance du récif (fig. 7-2, 7-3; Hurst, 1980a; Hurst et Surlyk, 1983a).

$5S_2$: Talus à faible remplissage sédimentaire

Les mudstones dolomitiques de la plate-forme continentale externe et du talus du stade $4S_2$ qui se manifestent entre le nord de la Nyeboe Land et le centre du fjord J.P. Koch, sont recouverts d'une séquence de cherts et de shales cherteux, avec des séquences de siltstones, de calcaires noirs et de mudstones dolomitiques partiellement cherteux (fig. 7-7; unité 4 de Higgins et Soper, 1985). Cette séquence de talus à faible remplissage sédimentaire a généralement entre 50 et 150 m d'épaisseur et fait partie d'une nouvelle formation du Groupe d'Amundsen Land. Une faune riche en graptolites se trouve dans toute la formation, et ces fossiles datent du Trémadocien au Llandovérien tardif.

Dans toute la région entre le nord de la Nyeboe Land et le fjord J.P. Koch, la mise en place de mudstones et de cherts a pris fin au Llandovérien tardif avec l'apport, en provenance de l'est, des premières turbidites sableuses du Groupe de Peary Land (Higgins et Soper, 1985; Hurst et Surlyk, 1982). L'accumulation de turbidites à grain fin avait commencé un peu plus tôt, à la toute fin de l'Ordovicien, vers l'est dans la région de la Peary Land. Toutefois, ces turbidites distales sont interstratifiées avec des mudstones et des cherts noirs caractéristiques du stade 5T, et ne sont donc pas comprises dans le Groupe de Peary Land (Hurst et Surlyk, 1982; Surlyk et al., 1980; Surlyk et al., sous presse).

La séquence ordovicienne de talus à faible remplissage sédimentaire passe vers le bas du talus à des sédiments contemporains semblables mais de type plus proche des sédiments de bassin, mais en couches plus épaisses. Ils ne sont conservés que dans la région type du Groupe d'Amundsen Land.

5T : Cuvette

Les cônes relativement petits de bordure continentale du Groupe de Vølvedal (stade 4T) ont fini par être abandonnés, et une longue période de sédimentation faible et de stagnation périodique du bassin a commencé (Surlyk et Hurst, 1984). Dans le sud de la Johannes V. Jensen Land, y compris l'Amundsen Land et les régions le long de la rive sud du fjord Frederick E. Hyde, les dépôts de cette période font partie du Groupe d'Amundsen Land de l'Ordovicien inférieur et Silurien inférieur (Friderichsen et al., 1982; Surlyk et al., sous presse). Les faciès sédimentaires sont dominés par des cherts à radiolaires noirs et verts et des mudstones noirs et verts; ils comprennent des turbidites en lits minces et des séquences épaisses de conglomérats de roches carbonatées (fig. 7-31).

L'accumulation des turbidites du stade antérieur (Formation de Bøggild Fjord du Groupe de Vølvedal) a diminué rapidement, et le stade 5T a été annoncé par le passage à la sédimentation lente de boues et de boues siliceuses dans des conditions principalement anoxiques (Formation de Harebugt du Groupe d'Amundsen Land). À la toute fin du Trémadocien et à l'Arénigien, l'accumulation lente de sédiments fins a été interrompue par une période dominée par l'accumulation de conglomérats de roches carbonatées et de turbidites de la Formation de Kap Mjølner, qui atteint une épaisseur maximale de 200 m dans les zones les plus au sud autour de la partie interne du fjord Frederick E. Hyde. Les conglomérats forment habituellement la base de cycles à granoclassement normal dont les lits vont donc en s'amincissent vers le sommet; ces cycles sont considérés comme l'expression du ralentissement de la sédimentation dû à des épisodes de slumping et au développement d'écoulement en masse et de courants de turbidité. Les couches de conglomérats peuvent être retracées sur une vaste étendue dans l'Amundsen Land, mais elles deviennent moins importantes vers l'ouest et le nord. Les manifestations les plus au nord du Groupe d'Amundsen Land se situent immédiatement au nord de la faille actuelle de Harder Fjord dans la Johannes V. Jensen Land; elles sont caractérisées par des unités épaisses de chert noir et de mudstone qui reflètent la stagnation croissante de la cuvette.

Les matériaux redéposés représentés par les couches de conglomérats de l'Ordovicien inférieur permettent d'établir des liens avec les conditions prévalant dans les

Figure 7-31. Dans le sud de la Johannes V. Jensen Land, couche de conglomérats carbonatés et de calcarénites de bas de talus dans la partie inférieure du Groupe d'Amundsen Land (stade 5T). Certains lits ont jusqu'à 10 m d'épaisseur, et le mur a une centaine de mètres de hauteur.

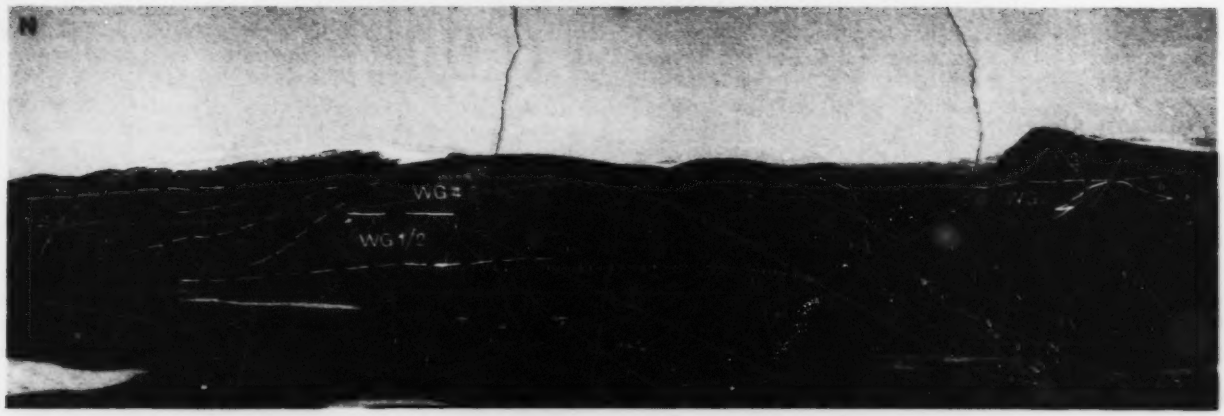


Figure 7-32. Dans l'est de la Wulff Land, transition de la plate-forme à la cuvette (stade 6). L'unité WG 1/2 (stade 6) s'épaissit en se rapprochant de la marge escarpée et échancrée de la plate-forme. Des shales foncés (S) sont présents au voisinage de la marge de la plate-forme, entre et derrière les complexes de monticules de l'unité WG 1/2; se dirigeant vers l'intérieur de la plate-forme, on rencontre des mudstones et des wackestones carbonatés (unité WG3). La marge de la plate-forme (stade 6S) est dominée par l'unité WG4 biostromale rayée caractéristique; il n'y a pas eu formation de monticules à cet endroit. Des conglomérats carbonatés (C) comportant des monticules d'avant-talus sont présents à la base du talus; avec les mudstones interstratifiés, ils constituent la Formation de Lafayette Bugt (LB). Les dépôts de cuvette (stade 7T) sont représentés par des mudstones foncés de la Formation de Wulff Land (WL) et des turbidites pâles de la Formation de Nyeboe Land (NL). TC : Formation de Troedsson Cliff; CC: Formation de Cape Calhoun; AF1, AF2, AF3: unités 1, 2 et 3 de la Formation d'Aleqatsiaq Fjord. Ces lithologies sont toutes du stade 6S. La montagne au centre de la photo a une hauteur approximative de 900 m.

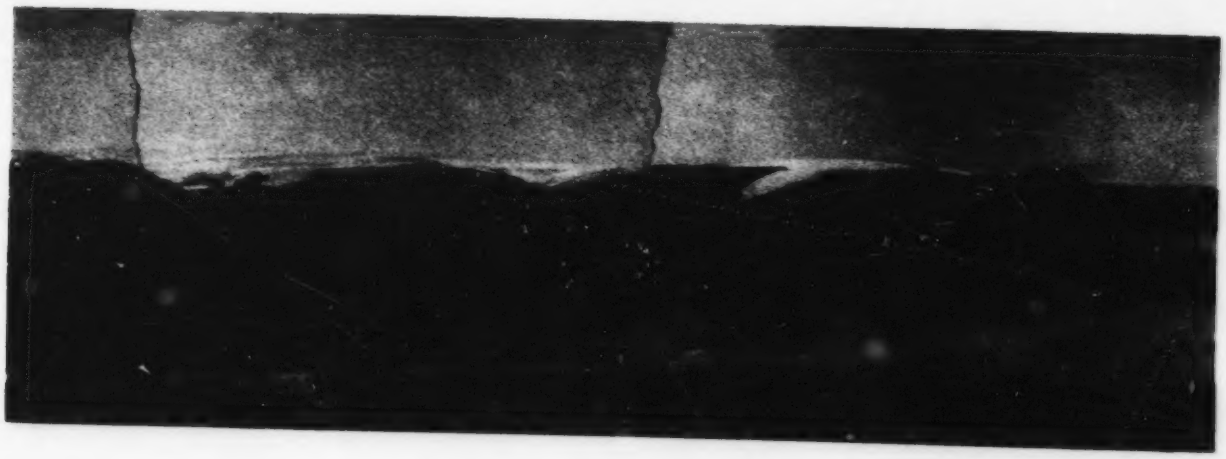
régions sources de la plate-forme (Surlyk et Hurst, 1984). La composition prédominante des clastes des conglomérats change vers le sommet, passant de cailloux plats de roches carbonatées au chert noir, phénomène qui indique un changement au niveau de la région source et de la lithologie. De plus, les blocs et les galets prédominent dans les conglomérats inférieurs, tandis que les cailloux sont plus nombreux dans les conglomérats des parties supérieures de la séquence. Le matériel érodé est considéré comme ayant été transporté en travers de la plate-forme externe et de la limite séparant la plate-forme et le talus dans une série de flots de débris. Sur la plate-forme au sud, une corrélation peut être faite avec une période de soulèvement et d'érosion qui a précédé la sédimentation de la Formation de Wandel Valley (voir ci-dessus); cette dernière discordance stratigraphique recouvre et constitue un élément transgressif sur les roches du Protérozoïque tardif au tout début de l'Ordovicien. Bien qu'une bonne partie du hiatus soit considérée comme étant due à l'absence de sédimentation, de toute évidence, l'érosion a été importante au cours de l'Ordovicien précoce.

La sédimentation des conglomérats et des turbidites a pris fin et l'accumulation lente et calme des sédiments à grain fin a repris. Ces dépôts sont constitués de cherts rubanés verts et gris vert, de mudstones et de siltstones siliceux, et de minces lits de turbidites silteuses, tous attribués à la Formation de Nordpasset.

Les dépôts les plus jeunes du stade 5T comprennent des cherts et mudstones noirs, des mudstones silteux foncés, des siltstones et des turbidites silteuses finement litées de la Formation de Harder Fjord (Ordovicien tardif à Llandovérien précoce). Ils annoncent un événement important dans l'évolution de la cuvette, avec la fin de l'accumulation du Groupe d'Amundsen Land dans le bassin à faible remplissage sédimentaire au cours de la période s'étendant de la toute fin de l'Ordovicien au Silurien précoce (Hurst et Surlyk, 1982; Surlyk et Hurst, 1984). La sédimentation des séquences de turbidites gréseuses du Groupe de Peary Land semble avoir commencé soudainement presque partout au cours du Llandovérien tardif (Higgins et Soper, 1985; Hurst et Surlyk, 1982).

Stade 6: Rampe, plate-forme abritée et cuvette longitudinale à turbidites du Silurien inférieur

Au début du Llandovérien tardif, la sédimentation d'un réseau majeur de turbidites sableuses dérivées de la chaîne des Calédonides émergeant à l'est, a commencé dans la cuvette. Les premiers à-coups de la sédimentation des turbidites distales à grain fin ont commencé à la toute fin de l'Ordovicien (voir le stade 5T). La cuvette s'est remplie rapidement; vers la limite séparant le Llandovérien du Wenlockien, l'escarpement du fjord Navarana, qui avait auparavant marqué la marge de la plate-forme, a été submergé et la cuvette s'est étendue vers le sud (stade 7) (fig. 7-3, 7-4). La partie externe de la plate-forme s'est affaissée sous le poids des séquences épaisses de turbidites qui s'accumulaient dans la cuvette. L'accumulation de sédiments carbonatés a continué pendant cette période d'affaissement général de la plate-forme, mais les variations de faciès sont devenues plus complexes, notamment dans la partie ouest de la région.



6S: Rampe et plate-forme continentale abritée

L'affaissement de la plate-forme externe au début du Llandovérien tardif peut être retracé dans l'ensemble du Groenland septentrional. Dans la Kronprins Christian Land et la Peary Land, il s'est traduit par l'approfondissement général de la plate-forme carbonatée et la sédimentation de la Formation d'Odins Fjord (Hurst, 1984). Plus à l'ouest, la partie externe de la plate-forme a été submergée un peu plus tôt et recouverte de mudstones et de turbidites du Groupe de Peary Land, bien que quelques monticules de roches carbonatées éloignés aient toutefois survécu à l'étape initiale de submersion; la marge de la plate-forme de roches carbonatées s'est déplacée pour occuper une nouvelle position plus au sud. Dans cette région, les sédiments de plate-forme du stade 6S font partie des unités WG2, WG3 et WG4 et des formations de Bessels Fjord, d'Offley Island, de Kap Godfred Hansen, de Pentamerus Bjerge et de Hauge Bjerge (Membre de Kap Independence), tandis que les sédiments de talus font partie des formations de Lafayette Bugt et de Cape Schuchert du Groupe de Peary Land (fig. 7-2, 7-3; Hurst, 1980a; Sønderholm et al., 1987).

La partie inférieure de la Formation d'Odins Fjord (de 200 à 350 m) comprend du wackestone squelettique foncé, massif, noduleux ou à lits ondulés, et de la calcilutite à faible lamination horizontale. Ces roches sont souvent tachetées de terriers, mais les restes d'algues sont rares. Les sédiments se sont accumulés dans des milieux infratidaux à faible énergie (Hurst, 1984).

Dans le sud de la Peary Land, des milieux péritidaux ont progradé vers le nord. Ils sont représentés par le Membre de Melville Land (de 15 à 30 m), qui est constitué de calcilutites grises à fenestra et à lamination (Hurst, 1984). Une autre hausse du niveau marin relatif s'est produite de la fin du Llandovérien moyen au début du Llandovérien tardif (milieu de la Formation d'Odins Fjord), et les sédiments de milieux infratidaux de faible énergie ont été mis en place dans des zones nord et sud de la plate-forme continentale. Au cours du Llandovérien tardif, le niveau marin relatif a continué à monter dans les zones septentrionales de la plate-forme immédiatement au sud de la marge, comme l'indique le Membre de Bure Iskappe (de 30 à 60 m) qui se compose de wackestones noduleux et cherteux finement lités, de calcilutites à lamination horizontale, et de rares interstrates de mudstone terrigène (fig. 7-3). Aucune trace d'algues n'a été observeé dans ce membre. Ces caractéristiques laissent supposer une sédimentation dans des milieux marins relativement profonds, et à très faible énergie, sous la zone euphotique, peut-être dans des conditions partiellement anoxiques (Hurst, 1984).

Dans les zones méridionales de la plate-forme, les sédiments contemporains de la Formation d'Odins Fjord ressemblent à ceux de la partie inférieure de cette formation, mais ils contiennent d'abondantes unités à biostromes riches en stromatoporoïdés *in situ* et en débris squelettiques. Il s'agit d'unités lenticulaires d'échelle kilométrique, ce qui fait penser qu'elles se sont accumulées sur des hauts-fonds étendus à haute énergie dans la zone euphotique, avec des zones intermédiaires infratidales plus petites et à plus faible énergie.

En réalité, ces larges hauts-fonds et les milieux péritidaux plus anciens du Membre de Melville Land n'ont

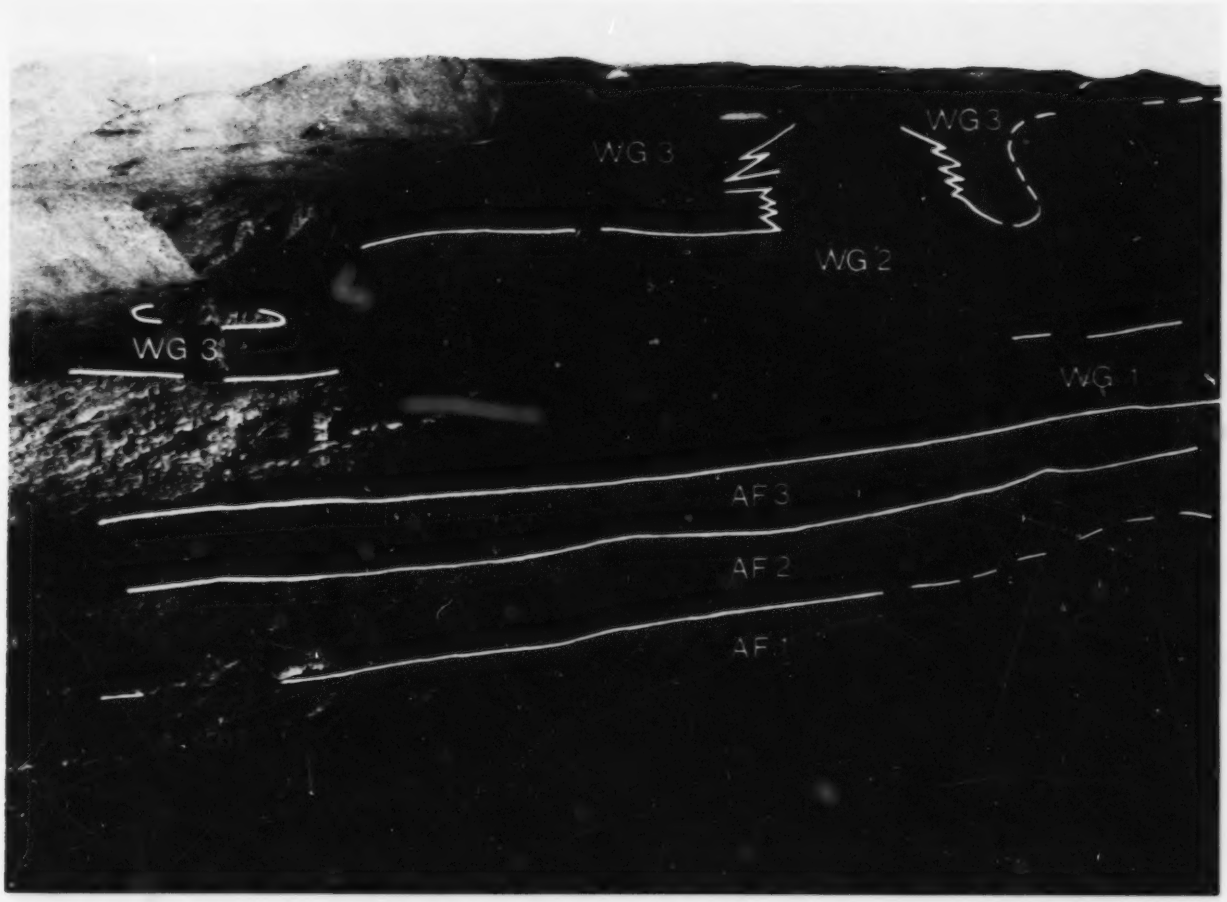


Figure 7-33. Sédiments foncés accumulés entre les monticules (unités WG3), et des petites constructions coralliennes (unité WG2) du stade 6S. Les roches sédimentaires du stade $5S_1$ sont représentées par les unités AF1 à AF3 de même que par l'unité WG1. Perspective est, dans le sud de la Nyeboe Land. La montagne a environ 550 m de hauteur.

pas progradé vers le nord au-delà d'une ligne est-ouest qui traverse le centre de la Peary Land, signe que la plate-forme avait un relief pré-existant dont le pendage a augmenté à cette ligne, empêchant ainsi la progradation ultérieure des faciès marins peu profonds (Hurst, 1984).

Les sédiments de la Formation d'Odins Fjord trouvés à proximité du fjord G.B. Schley et dans la Kronprins Christian Land n'ont pas été examinés en détail. Cependant, comme le rapporte Hurst (1984), il n'y a aucun indice qui permettrait d'avancer l'existence de différences majeures dans les caractéristiques des sédiments et par conséquent, les milieux sédimentaires étaient probablement surtout de nature infratidale.

La bordure de la plate-forme de la Peary Land au cours de ce dernier stade est peu connue, mais les blocs contenus dans les conglomérats contemporains de la base du talus du Membre de Freja Fjord fournissent certains renseignements sur les faciès de bordure de la Formation d'Odins Fjord (fig. 7-2). Ces conglomérats englobent des clastes pouvant atteindre jusqu'à 10 m de diamètre; ces derniers se composent de grainstone et de boundstone à algues et à bryozoaires, ce phénomène semble indiquer que la plate-forme était entourée d'une série de hauts-fonds de milieux à haute énergie et de récifs embryonnaires d'algues et de bryozoaires. Dans la Peary Land, la marge de la plate-forme formait toujours une zone fortement inclinée de non sédimentation de l'escarpement du fjord Navarana, bien que la stratigraphie indique que la hauteur de l'escarpement a baissé progressivement par suite du remplissage de la cuvette au Silurien précoce (Hurst, 1984; Surlyk et Ineson, 1987a).

La submersion de la partie nord de la plate-forme dans l'ouest du Groenland septentrional a été accompagnée d'un recul de la marge de la plate-forme vers une position plus sud qui s'étendait à partir du sud de la Nares Land à travers le centre de la Wulff Land et jusqu'au centre de la Hall Land (fig. 7-3, 7-34). Par suite de la subsidence accrue, l'unité WG1 et la Formation de Petermann Halvø (stade $5S_1$) ont été localement recouvertes par une série de monticules (unité WG2 et les monticules basals de la

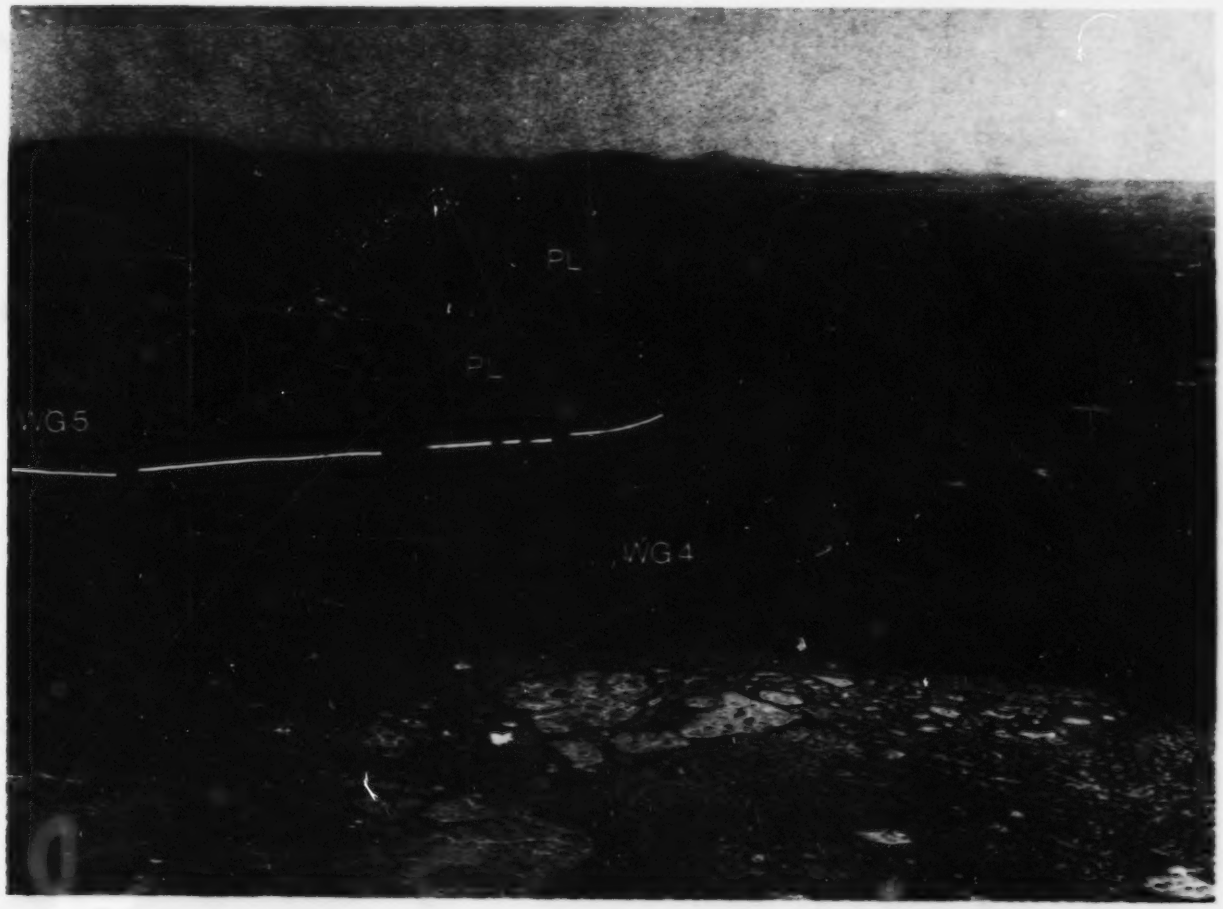


Figure 7-34. Dépôts biostromaux du stade 6S (Formation d'Offley Island, unité WG4), sous-jacents à des complexes de monticules de la Formation de Hauge Bjerge (unité WG5, stade 7S) et à des roches sédimentaires silicoclastiques du Groupe de Peary Land (PL, stade 7T). Les montagnes à l'est, à l'arrière-plan, font partie de la zone récifale impressionnante qui traverse la partie ouest du Groenland septentrional. Kap Tyson, ouest de la Hall Land. La falaise a 740 m de hauteur.

Formation de Bessels Fjord) qui augmentent en volume et en nombre vers le nord (fig. 7-26, 7-27; Sønderholm et al., 1987). Toutefois, les complexes de monticules de l'unité WG2 n'ont pas formé une barrière complète à travers toute la région, et il y a donc eu développement d'une marge échancrée et très abrupte de plate-forme continentale. Entre ces grands complexes de monticules et derrière eux, une plate-forme de roches carbonatées essentiellement plane, probablement caractérisée par une faible inclinaison vers le nord, a été maintenue; les unités WG3 et WG4 et les formations de Bessels Fjord et d'Offley Island s'y sont accumulées (fig. 7-2, 7-3, 7-32; Hurst, 1980a, b; Sønderholm et al., 1987).

L'unité WG3 et la formation équivalente de Bessels Fjord (de 250 à 600 m) se composent de sédiments gris foncé à noirs accumulés derrière les monticules ou entre eux (fig. 7-32) et peuvent comprendre des monticules isolés ayant jusqu'à 200 m d'épaisseur. La séquence comprend des calcilutites squelettiques variablement tachetées et finement litées avec de minces interstrates de calcaires bioclastiques granoclassés, de conglomérats à cailloux et des couches de slump. Des couches et des nodules de chert se manifestent partout dans la séquence. Ces sédiments recouvrent latéralement des monticules de sédiments carbonatés gris clair à gris foncé ou se terminent contre eux. Les monticules sont principalement de petites constructions coralliennes mais peuvent être reliés aux grands monticules de l'unité WG2, notamment au nord (fig. 7-33).

L'unité WG3 et la Formation de Bessels Fjord sont sous-jacentes et interdigitées avec l'unité WG4 et la formation équivalente d'Offley Island. Cette dernière comprend 200 à 450 m de calcaires très variés, qui se composent principalement de lits interstratifiés foncés et pâles de stromatoporoïdes et de biostromes coralliens (fig. 7-32, 7-34). Les lits foncés contiennent des stromatoporoïdés et des coraux *in situ*, tandis que les lits pâles contiennent une abondance de matériaux remaniés. Des débris de crinoïdes se manifestent presque partout, et des lits pouvant

Figure 7-35. Monticules de roches carbonatées (m) du Membre de Kap Independence (Formation de Hauge Bjerge), entourés de dépôts de talus des formations de Cape Schuchert (CS) et de Lafayette Bugt (LB), toutes deux du stade 6S. AF: Formation d'Aleqatsiaq Fjord; KI: Kap Independence. Photo prise dans l'extrême ouest de la Washington Land, en direction de l'île d'Ellesmere, de l'autre côté du détroit de Nares. Photo aérienne 545H-N, n° 11803. Tous droits réservés, Institut géodesique de Copenhague, Danemark. Reproduction autorisée (A.200/87).

atteindre 10 m d'épaisseur et composés presque complètement d'entroques sont interstratifiés au sein des biostromes. Dans des cas exceptionnels, des complexes importants de monticules sont bordés de séquences pouvant atteindre jusqu'à 200 m d'épaisseur qui se composent presque exclusivement d'entroques. Ces sédiments se sont accumulés sur une plate-forme marine peu profonde en subsidence rapide où prédominaient des milieux de haute énergie.

Dans l'ouest de la Washington Land, la montée du niveau marin relatif à partir de la fin du Llandovérien moyen jusqu'à la toute fin du Llandovérien a provoqué l'envahissement de la rampe de la Washington Land par les sédiments de bassin et de talus à faible remplissage sédimentaire des formations de Cape Schuchert et de Lafayette Bugt, cause de la différenciation accrue que l'on observe entre la rampe de roches carbonatées et le talus (fig. 7-3, 7-4, 7-35). Ce phénomène a été accompagné de la

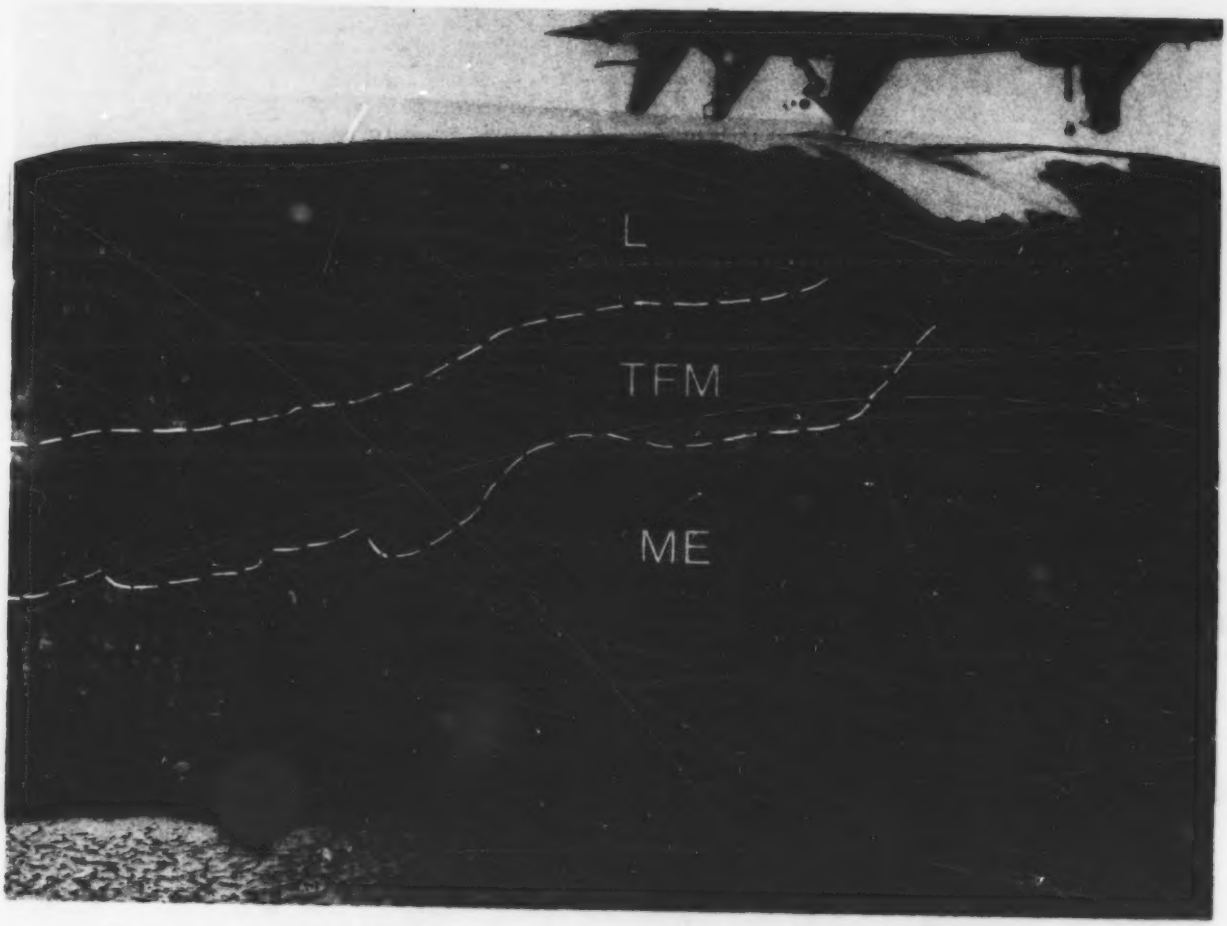


Figure 7-36. Turbidites gréseuses de la Formation de Merqujôq (ME, stade 6T), recouvertes par une mince unité de mudstone, soit le Membre de Thors Fjord de la Formation de Wulff Land (TFM), et turbidites gréseuses de la Formation de Lauge Koch Land (L, stade 7T). Les bandes noires qui recoupent les formations sont des dykes du Crétacé supérieur. Les falaises ont 900 m de hauteur; photo prise sur la côte ouest de la partie interne du fjord J.P. Koch.

submersion de la partie sud-ouest de la Washington Land au tout début du Llandovérien tardif, et de l'édification dans un même temps de nouveaux monticules sur le talus plus à l'est (Membre de Kap Independence de la Formation de Hauge Bjerge). Simultanément, une zone récifale impressionnante, représentée par les formations de Pentamerus Bjerge et de Kap Godfred Hansen, a continué à se développer à l'endroit de la marge et de la rampe de roches carbonatées (Hurst, 1980a; Hurst et Surlyk, 1983a).

6T : Cuvette longitudinale

Le changement le plus impressionant au niveau de la sédimentation de la cuvette profonde a eu lieu au début du Llandovérien tardif lorsqu'un important réseau longitudinal de turbidites sableuses s'est développé après l'étape du bassin à faible remplissage sédimentaire survenue de la fin du Cambrien précoce au tout début du Silurien. Une première phase de sédimentation de matériaux fins par des courants de turbidité dilués a commencé près de la limite séparant l'Ordovicien et le Silurien. Cependant, l'accumulation de volumes considérables de turbidites a débuté soudainement au cours du Llandovérien tardif, et un réseau de cônes sous-marins allongés et riches en sable s'est développé rapidement (Hurst et Surlyk, 1982; Surlyk, 1982; Surlyk et Hurst, 1984). L'accumulation des turbidites a continué tout au long du Silurien et a produit une séquence assignée au Groupe de Peary Land. Les formations du Groupe de Peary Land sont dominées par des turbidites sableuses, des mudstones ou des conglomérats (Hurst et Surlyk, 1982; Larsen et Escher, 1985, 1987; Surlyk et Ineson, 1987a, b), et sont considérées ici comme représentant les stades 6T à 7T de l'évolution du bassin. Un changement semblable a eu lieu dans le nord de l'île d'Ellesmere, où la sédimentation de la Formation de Hazen dans un bassin à faible remplissage sédimentaire a cédé la place, au Silurien précoce, à l'accumulation des turbidites gréseuses de la Formation de Danish River (chapitre 8B).

Figure 7-37. Chenaux de cône médian comblés de turbidites et situés dans la partie supérieure de la Formation de Merqujôq (stade 6T), fjord Thor.

Figure 7-38. Séquences turbiditiques de cône médian sus-jacentes à d'autres séquences de cône médian qui se déplacent latéralement. Formation de Merqujôk (ME, stade 6T). La coupe a environ 400 m de hauteur et est orientée N-S; le nord est à gauche. L'écoulement de l'eau s'effectuait vers le point d'observation. Ouest de la Peary Land.

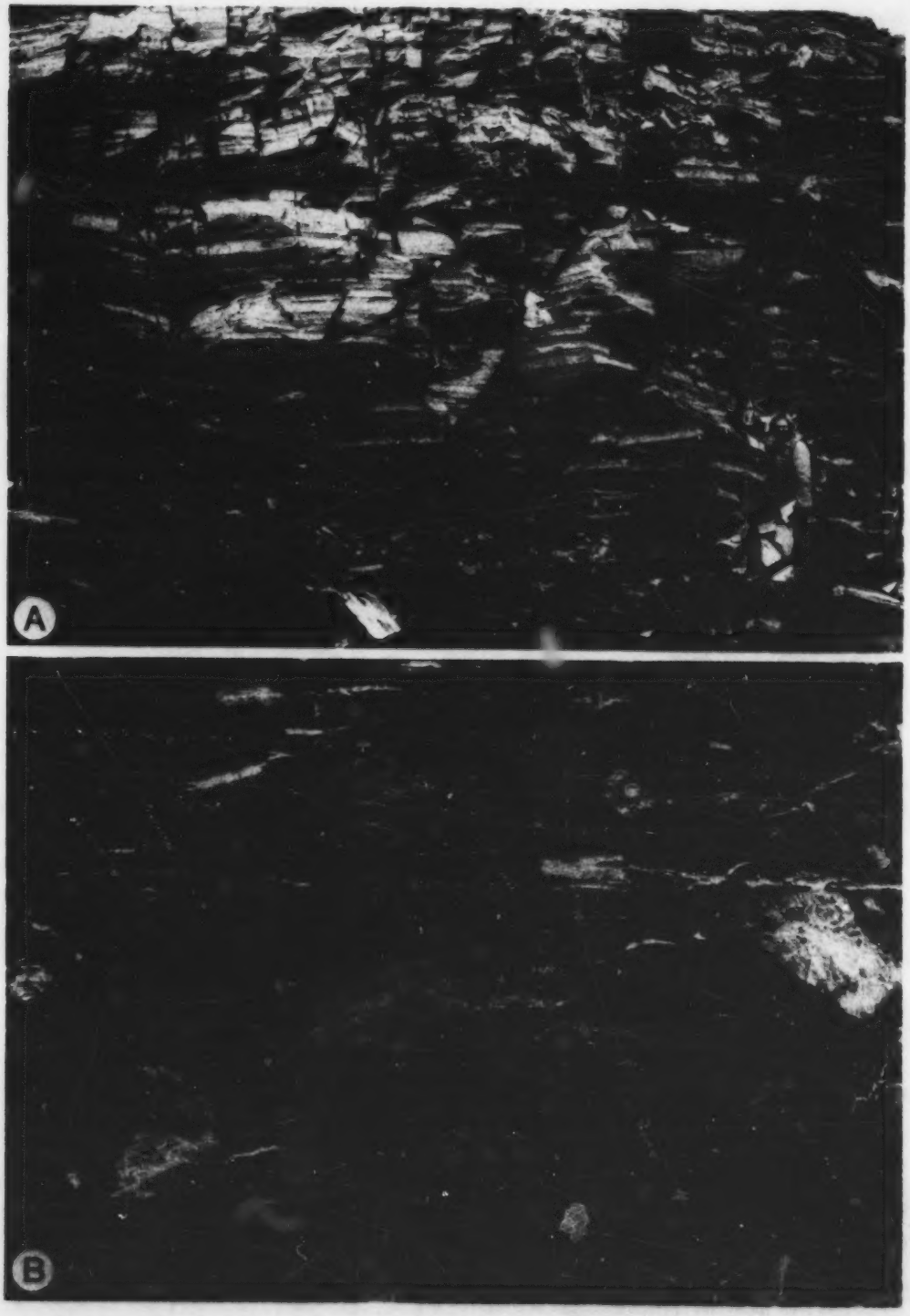


Figure 7-39. Séquence épaisse de turbidites carbonatées boueuses (A), sus-jacentes à des conglomérats à blocs carbonatés du Membre de Citronens Fjord (B). Formation de Merqujôq (stade 6T), dans le fjord Citronens, Peary Land.

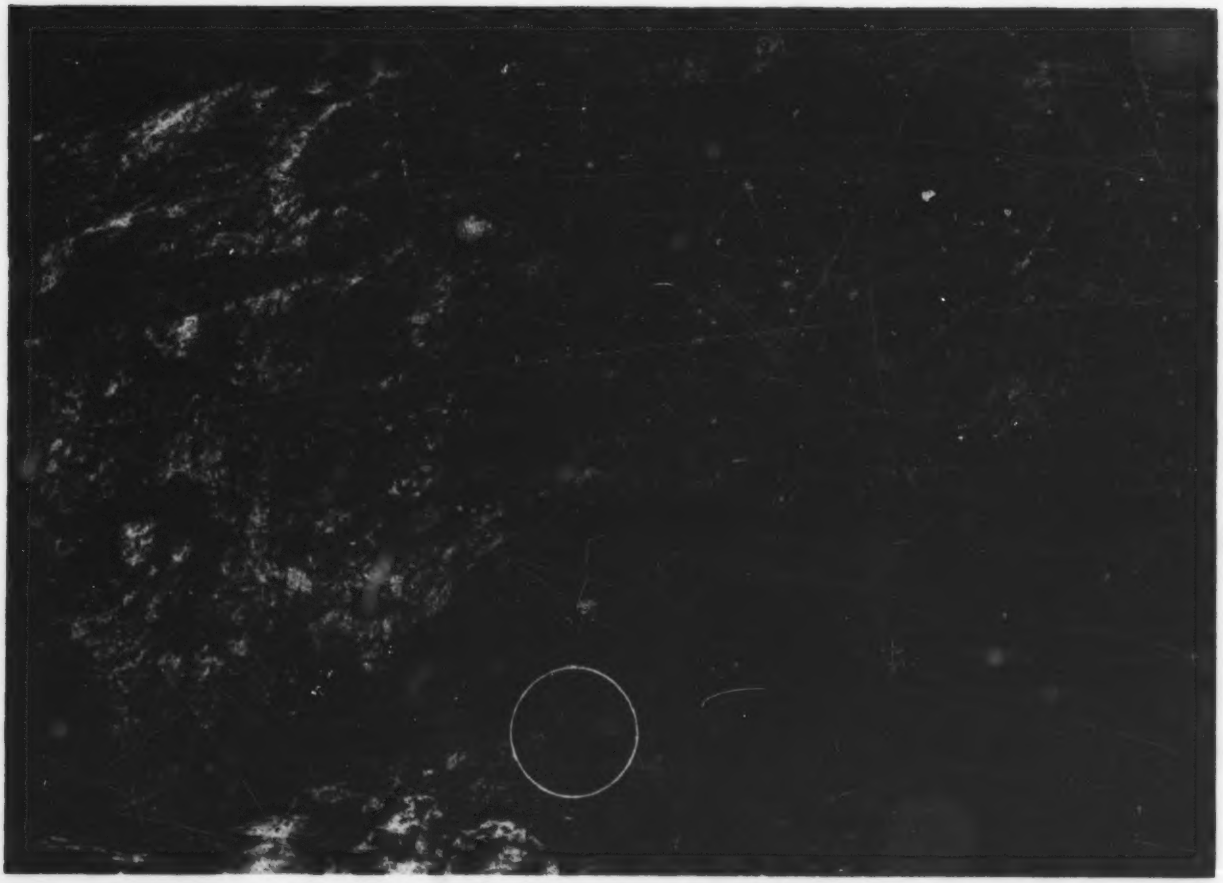


Figure 7-40. Conglomérat à blocs carbonatés du Membre de Navarana Fjord, dans lequel se trouve une énorme figure de charge dans des turbidites gréseuses de la Formation de Merqujôq (stade 6T). Côte ouest du fjord Navarana.

Le début du stade 6T est représenté par la séquence très épaisse de turbidites gréseuses de la Formation de Merqujôq (>500 à 2800 m), qui date vraisemblablement en grande partie du Llandovérien tardif (Higgins et Soper, 1985; Hurst et Surlyk, 1982; Larsen et Escher, 1985). Ces turbidites sont très répandues au Groenland septentrional entre le fjord Frederick E. Hyde, à l'est, et le nord de la Nyeboe Land, à l'ouest (fig. 7-7, 7-36). Dans certaines régions, il y a accroissement progressif de la granulométrie au sommet de la séquence de talus à faible remplissage sédimentaire qui passe aux premières turbidites gréseuses; ailleurs, le contact avec les turbidites gréseuses épaisses est abrupt. À plusieurs endroits, les premières turbidites gréseuses sont interdigitées avec les faciès de talus à faible remplissage sédimentaire (Higgins et Soper, 1985; Hurst et Surlyk, 1982; Surlyk et al., sous presse). La sédimentation des turbidites a commencé très soudainement au centre de la Johannes V. Jensen Land au cours du Llandovérien, avec la sédimentation de couches extrêmement épaisses (jusqu'à 30 m) de turbidites gréseuses de la Formation de Sydgletscher (Hurst and Surlyk, 1982, fig. 9).

La partie principale de la Formation de Merqujôq s'est accumulée dans un milieu de cône externe et de fond de cuvette dans un réseau est-ouest très allongé de cônes sous-marins. Tous les paléocourants sont orientés ouest-sud-ouest, parallèlement à l'escarpement du fjord Navarana qui formait la marge de la plate-forme de roches carbonatées. Les turbidites se sont accumulées jusqu'à l'escarpement, dont le profil abrupt a peut-être été maintenu par l'érosion. La partie supérieure de la formation est caractérisée par un ravinement et un affouillement complexes, et représente vraisemblablement un environnement de cône moyen anastomosé (fig. 7-37). Certains chenaux présentent des structures rappelant des bancs de méandres, signe qu'ils aient pu migrer latéralement et divaguer (fig. 7-38). Les plus grands chenaux observés ont plusieurs centaines de mètres de largeur et environ 50 m de profondeur. L'accumulation des turbidites a été interrompue par plusieurs épisodes de sédimentation de conglomérats de roches carbonatées; les lits, dont l'épaisseur varie de 0,5 à 50 m, vont des lits de cailloux bien classés à des lits de blocs complètement désordonnés dans lesquels les clastes peuvent atteindre plusieurs mètres de diamètre

Figure 7-41. Localité type de la Formation de Samuelsen Høj (SH, stade 7S), dans la Peary Land centrale; on y voit un monticule de roches carbonatées isolé qui constitue la Samuelsen Høj et dont les racines se trouvent dans les roches carbonatées de la plate-forme silurienne de la Formation d'Odins Fjord. Ces roches carbonatées sont enveloppées de sédiments silicoclastiques du Groupe de Peary Land (WL: Formation de Wulff Land, L: Formation de Lauge Koch, stade 7T) qui forment les collines étagées en terrasses caractéristiques que l'on voit au nord. La Samuelsen Høj a environ 2 km de longueur. Photo aérienne 548 C-N, n° 4280A. Tous droits réservés, Institut géodesique de Copenhague, Danemark. Reproduction autorisée (A.200/87).

(fig. 7-39, 7-40). Contrairement aux turbidites à dérivation longitudinale, les conglomérats proviennent de la plate-forme méridionale et de l'escarpement de la marge de plate-forme, comme en témoigne la surface d'érosion concave qui coupe le sommet de l'escarpement au fjord Navarana (Surlyk et Ineson, 1987a, b).

Stade 7: Submersion finale de la plate-forme

La dernière étape de l'évolution de la rampe de roches carbonatées et de la plate-forme abritée du Silurien a été provoquée par l'effondrement continu de la plate-forme et la hausse connexe du niveau marin. La cuvette s'est étendue vers le sud sous le poids de la séquence épaisse de turbidites au nord, bien que l'effondrement de la plate-forme dans les zones est soit également attribué à un enfoncement causé par l'avancée des nappes calédoniennes. La plate-forme continentale a été submergée complètement à la toute fin du Llandovérien (C5 à C6) et la sédimentation de roches carbonatées ne s'est maintenue que localement autour des complexes de monticules; la plate-forme a été envahie par des mudstones hémipélagiques et des turbidites à siltstones du Membre de Thors Fjord (Formation de Wulff Land), du Membre de Profilfjeldet (Formation de Lauge Koch Land), et des formations de Lafayette Bugt et de Kap Lucie Marie (fig. 7-2 à 7-4).

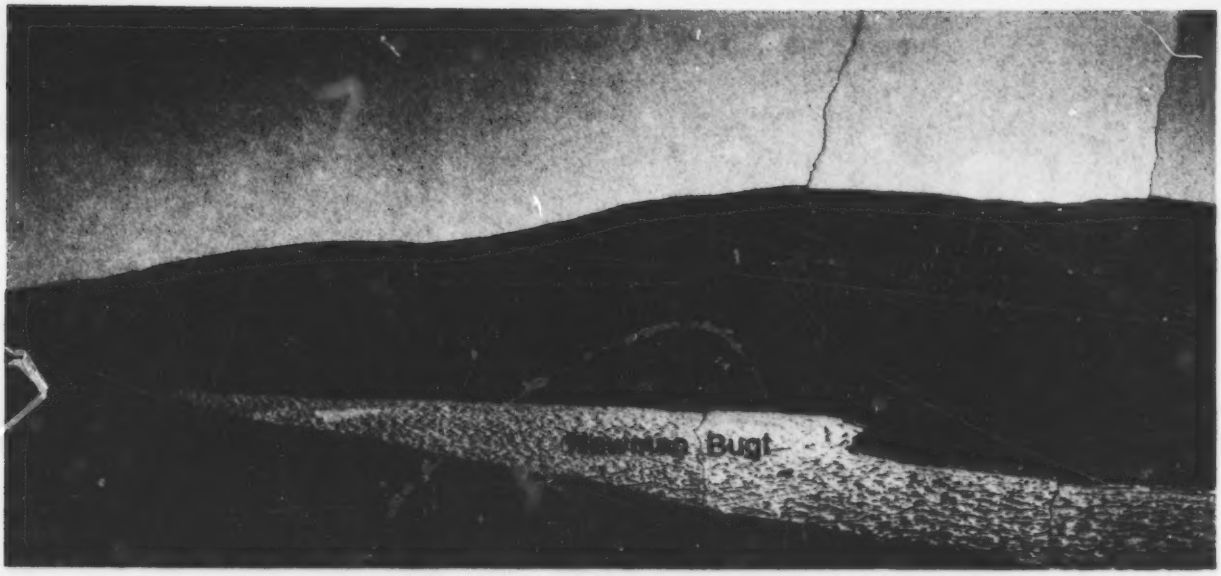


Figure 7-42. Monticules à la limite inférieure (externe) de la plate-forme (stade 7S, unité WG5) au sommet de roches carbonatées biostromales de la plate-forme (unité WG4; stade 6S), entourés des shales (S) du Groupe de Peary Land (stade 7T). Les flèches indiquent ce qui pourrait être des cicatrices de slump. Photo prise dans l'ouest de la Nyeboe Land. Les falaises ont 550 m de hauteur.

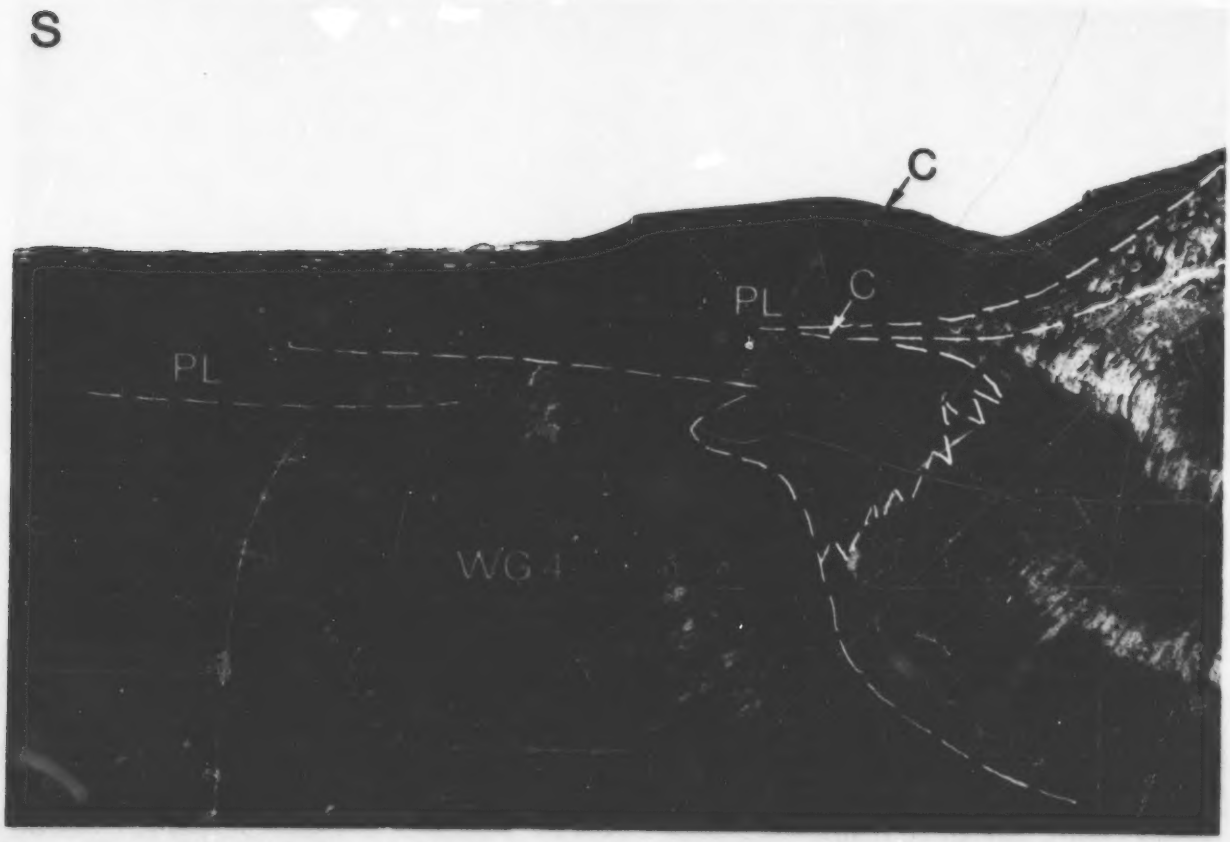


Figure 7-43. Récifs de l'unité WG5 (stade 7S) sur la côte est de la Hall Land. Le fort pendage des lits indique que le récifs avaient un relief de 300 m au moment de la sédimentation. Les récifs sont entourés de conglomérats de roches carbonatées (C) et de shales du Groupe de Peary Land (PL, stade 7T). WG4 indique une unité de la Formation d'Offley Island.

N
WG5
cicatrice de
slump?

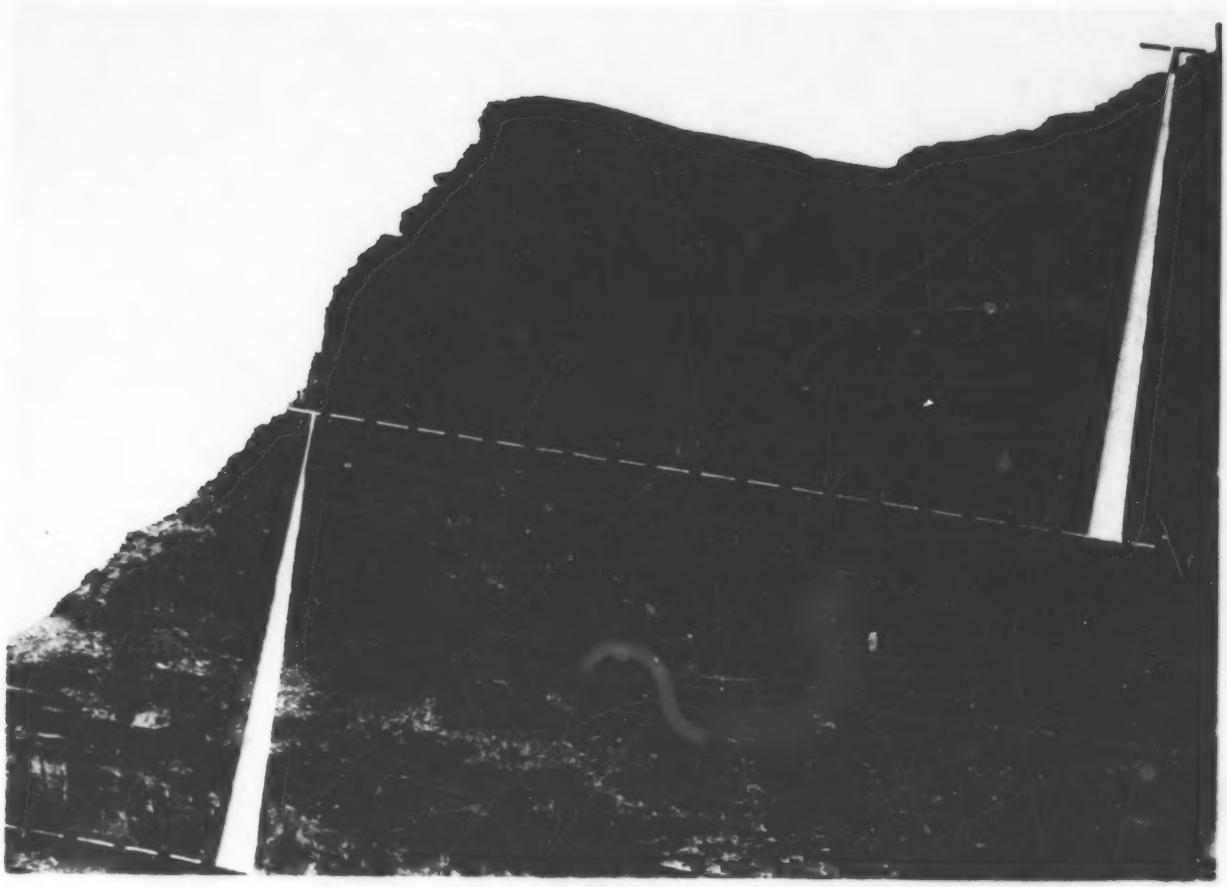


Figure 7-44. Empilement de séquences à granoclassement normal de vallée de cône supérieur (Formation de Lauge Koch Land (stade 7T), dans l'est de la Peary Land). Les lits s'amincissent de la base au sommet de la séquence.

7S: Zone récifale du Llandovérien tardif au Ludlowien précoce

Au cours de cette dernière étape, la sédimentation de roches carbonatées ne s'est poursuivie qu'à certains endroits et a conduit à la création de monticules isolés. Ces sédiments sont attribués à la Formation de Samuelsen Høj entre la Kronprins Christian Land et la Peary Land, à l'unité WG5 et au Membre de Cape Tyson de la Formation de Hauge Bjerge dans la région entre l'ouest de la Wulff Land et l'est de la Washington Land, et aux formations de Pentamerus Bjerge, de Kap Godfred Hansen, de Kap Morton et de Kap Maynard dans la Washington Land (Hurst, 1980a, 1984; Sønderholm et al., 1987; fig. 7-2, 7-3). On ne remarque pas la présence de roches carbonatées de ce stade tardif entre l'est de la Peary Land et l'ouest de la Wulff Land, probablement parce qu'elles ont été érodées.

Des pinacles coralliens de la Formation de Samuelsen Høj, qui ont environ 300 m de hauteur (fig. 7-41), se manifestent au sommet de la Formation d'Odins Fjord où ils forment une zone linéraire est-ouest qui se prolonge sur 50km dans l'est de la Peary Land. Des complexes de monticules sont également présents dans la Valdemar Glückstadt Land et la Kronprins Christian Land (fig. 7-1, 7-4) où ils sont très répandus et plus gros que dans la Peary Land. Dans la Kronprins Christian Land, ils occupent une position stratigraphiquement plus basse (Llandovérien tardif, C5) dans la succession que dans la Peary Land (Llandovérien tardif, C6) où la partie inférieure des complexes de monticules est interdigitée latéralement avec les sédiments horizontaux de la Formation d'Odins Fjord (stade 6S). De plus, l'édification des monticules a probablement pris fin au Llandovérien tardif (C6); des fragments sporadiques de graptolites semblent indiquer que cet événement s'est produit un peu plus tôt dans l'est que dans l'ouest (Hurst, 1984; Hurst et Surlyk, 1982; Peel et al., 1981).

Dans la partie ouest du Groenland septentrional, la sédimentation de roches carbonatées s'est poursuivie uniquement autour des plus importants monticules formés pendant l'étape précédente de sédimentation (fig. 7-42, 7-43). À cet endroit, le complexe de monticules ou les sédiments latéraux connexes de l'unité WG5, du Membre de Cape Tyson de la Formation de Hauge Bjerge, et des

Figure 7-45. Conglomérat à cailloux de chert présentant un granoclassement inverse, Membre de Hendrik Ø (stade 7T), île Hendrick Ø.

formations de Pentamerus Bjerge, de Kap Godfred Hansen, de Kap Morton et de Kap Maynard, forment des séquences d'environ 200 à 1 000 m d'épaisseur (Dawes, 1987; Hurst, 1980a; Sønderholm et al., 1987). Ces sédiments forment une zone linéaire qui s'étend à partir du nord de la Washington Land, à travers le centre de la Hall Land, de la Nyeboe Land et de la Warming Land et jusqu'à l'ouest de la Wulff Land, et qui indique la position de l'ancienne bordure de la plate-forme continentale (Hurst, 1980b; Sønderholm et al., 1987; voir les figures 7-1, 7-4). L'érosion se poursuit toujours, et il est donc impossible de savoir pendant combien de temps la sédimentation de roches carbonatées a duré. Hurst (1980a) et Dawes et Peel (1984) croient qu'elle s'est prolongée au moins jusqu'au Ludlowien précoce; or, des lits minces de roches carbonatées resédimentées se manifestent dans la Formation de Chester Bjerg du Pridolien.

7T: Expansion de la cuvette

L'effondrement complexe de la plate-forme continentale décrit ci-dessus a été associé à une expansion au sud de la cuvette au Llandovérien tardif (Hurst et Surlyk, 1982; Larsen et Escher, 1985; Surlyk, 1982; Surlyk et Hurst, 1984; Sønderholm et al., 1987). L'effondrement de plus de 30 000 km² de la plate-forme de roches carbonatées a sans doute été la conséquence des effets combinés de la tectonique normale de marge passive, du poids exercé par les nappes (allochtones) calédoniennes sur la plate-forme orientale, de la charge exercée dans la cuvette par l'accumulation de plusieurs kilomètres de turbidites correspondant principalement au Llandovérien supérieur et de l'enfoncement connexe de la plate-forme externe, ainsi que de l'apport, sur la plate-forme, de boues terrigènes en provenance des Calédonides. La marge nord de la plate-forme continentale a été envahie par des sédiments clastiques au Llandovérien tardif, tandis que les premiers apports clastiques terrigènes dans la partie sud de la plate-forme continentale datent de la limite entre le Llandovérien et le Wenlockien, preuve que l'effondrement de la plate-forme continentale est en partie attribuable à une flexure. L'inondation de la plate-forme externe a probablement commencé au début du Llandovérien tardif (C1 à 3) dans l'ouest du Groenland septentrional, et un peu plus tard au Llandovérien tardif (C4) dans le centre du Groenland septentrional. La submersion généralisée a

provoqué l'accumulation d'une séquence épaisse et uniforme de mudstones noirs sur les roches carbonatées de la plate-forme effondrée; la séquence est composée d'environ 100 m de mudstones, et constitue le Membre de Thors Fjord de la Formation de Wulff Land (Hurst et Surlyk, 1982; Larsen et Escher, 1985). Le régime sédimentaire en place devait être un réseau de talus et de glacis qui a passé vers le nord à une cuvette d'eau profonde.

À la suite de la phase d'expansion de la cuvette et de sédimentation faible sur les cônes sous-marins (Llandovérien tardif à Wenlockien) provoquée par l'effondrement de la plate-forme de roches carbonatées, la sédimentation de turbidites a repris et a mené sous peu à l'édification d'un grand réseau de cônes sous-marins en progradation vers l'ouest.

Les turbidites de cette phase font partie principalement de la Formation de Lauge Koch Land (fig. 7-36; Hurst et Surlyk, 1982; Larsen et Escher, 1985; Surlyk et Hurst, 1984). Les emplacements les plus à l'est dans la partie orientale de la Peary Land sont caractérisés par des cycles à granoclassement normal dont l'épaisseur varie d'environ 50 à 100 m et qui se composent de grès en couches épaisses, homogènes et caillouteuses par endroits, qui passent vers le sommet à des mudstones laminés de couleur foncée (fig. 7-44). Les cycles peuvent être retracés latéralement sur une distance d'au moins 5 km. Ils sont interprétés comme représentant l'empilement d'un réseau de grandes vallées internes de cônes profonds où la partie supérieure boueuse reflète l'abandon des chenaux et le comblement passif. Plus à l'ouest, les vallées internes passent à un réseau complexe de chenaux caractéristiques d'un milieu de cône moyen anastomosé. À partir de la Peary Land occidentale et vers l'ouest jusqu'à la Hall Land, les seuls milieux représentés sont ceux de cônes externes, de marges de cône et de plaines de bassin. À l'ouest du fjord Victoria, le rapport grès/mudstone, la granulométrie du sable et l'épaisseur des lits de turbidites diminuent en aval du courant.

L'ensemble du milieu de sédimentation est interprété comme étant un cône sous-marin allongé qui passe imperceptiblement à une plaine de bassin (Hurst et Surlyk, 1982; Surlyk et Hurst, 1984). Des périodes d'accumulation

Figure 7-46. Hyporeliefs en flûte géants à la base du conglomérat à cailloux de chert vertical du Membre de Hendrik Ø (stade 7T), dans l'île Stephenson Ø. Courant se dirigeant vers le haut de la photo. Le marteau à droite donne une idée de l'échelle de grandeur.

de turbidites ont alterné avec des périodes de sédimentation faible, ce qui a produit des séquences formées de turbidites de grès et de mudstones et des variations au niveau de la limite sud de la masse turbiditique principale. Ces variations reflètent probablement des fluctuations du niveau marin, les niveaux bas entraînant un plus grand nombre de courants de turbidité et les niveaux élevés menant à la sédimentation de boue sur les cônes et au régime de faible remplissage sédimentaire.

Au cours du Wenlockien moyen, une phase importante de sédimentation conglomératique a commencé dans l'extrémité est proximale du bassin (Hurst et Surlyk, 1982; Larsen et Escher, 1985, 1987; Surlyk et Hurst, 1984). Le système de sédimentation conglomératique a progradé vers l'ouest et a atteint le nord de la Nyeboe Land au début du Ludlowien. Les séquences de conglomérats font partie de la Formation de Nordkronen. À la localité type au sud du fjord Frederick E. Hyde, la séquence est incomplète et n'a que 100 m d'épaisseur; une séquence de 600 à 700 m se présente plus à l'ouest sur la Stephenson Ø et une séquence de 281 m est trouvée sur la Henrick Ø; dans le nord de la Nyeboe Land, une pointe de l'unité mesure 32 m.

Les conglomérats diffèrent nettement de tous les conglomérats d'eau profonde plus anciens de la séquence de bassin décrite ci-dessus. Ces derniers proviennent tous du talus supérieur et de la plate-forme de roches carbonatées au sud; ils sont souvent chaotiques et désordonnés et se composent d'une matrice de boue calcaire et de clastes mal classés aux lithologies variées. Par contre, les conglomérats de la Formation de Nordkronen sont mieux organisés et interstratifiés au sein de turbidites gréseuses. Ils forment des couches relativement minces et possèdent une matrice gréseuse identique à celle des turbidites sableuses. Les clastes bien classés et arrondis sont des cailloux de chert vert, noir et gris (fig. 7-45). Les conglomérats à cailloux de chert ont été déposés par des courants de turbidité de fortes densités qui se déplaçaient vers l'ouest dans l'axe de la cuvette, à partir d'une région source dans la chaîne calédonienne embryonnaire (fig. 7-46) (Surlyk et Hurst, 1984).

L'apparence généralement bien arrondie et classée des cailloux de chert indique que la roche mère était lithifiée au moment de l'érosion et que les cailloux ont subi un transport et un classement considérables dans la zone côtière avant d'être redéposés par des courants de turbidité. Certains cailloux de chert ont donné des restes de radiolaires qui indiqueraient un âge ordovicien, et les cailloux de chert sont probablement dérivés de séquences cherteuses épaisses et soulevées qui datent principalement de l'Ordovicien (groupes de Vølvedal et d'Amundsen Land et formations équivalentes); aucune autre unité connue ne contient des volumes suffisants de chert.

La dernière étape du remplissage de la cuvette est conservée uniquement dans la partie ouest du Groenland septentrional, à l'ouest de la Freuchen Land. Elle est représentée par les formations de Nyeboe Land et de Chester Bjerg (Hurst et Surlyk, 1982; Larsen et Escher, 1985, 1987). Cette partie de la séquence a une épaisseur totale d'environ 1 000 m et s'échelonne de la toute fin du Silurien peut-être jusqu'au tout début du Dévonien.

Dans la zone de transition des formations de Nyeboe Land et de Chester Bjerg, des ensembles de turbidites gréseuses à grain fin alternent avec des ensembles de mudstones silteux qui présentent souvent des rides incomplètes. Cette association de faciès reflète un milieu sédimentaire (bordure de cône) caractéristique de la transition d'un cône externe à une plaine de bassin. La majeure partie de la Formation de Chester Bjerg comprend des mudstones ou siltstones laminés à couleur d'altération vert pâle, mis en place dans une plaine de bassin distale par des courants de contour boueux, des courants de turbidité de faible densité ou des couches néphéloïdes (c.-à-d., chargées de boue).

ÉVÉNEMENTS CALÉDONIENS AU GROENLAND SEPTENTRIONAL

Le bassin franklinien du début du Paléozoïque au Groenland septentrional semble avoir été formé par rifting (stade de distension). Il peut ainsi être entièrement de nature ensialique, être un aulacogène, ou représenter la fragmentation du continent et la formation d'un océan étroit (Surlyk et Hurst, 1984). La nature de la croûte sous le bassin est mal connue, mais la zone sud conservée pourrait être en plus grande partie de type continental ou intermédiaire. Le bassin reflète donc l'évolution d'une marge continentale passive normale. Cependant, un certain nombre d'événements survenus au cours du développement du bassin peuvent être reliés à la fermeture progressive de l'océan Iapetus et à la formation des Calédonides dans l'est du Groenland oriental (Surlyk et Hurst, 1984).

L'événement le plus ancien et le plus conjectural est le soulèvement des parties orientales de la plate-forme continentale au Cambrien et à l'Ordovicien précoce; il a produit un hiatus marqué qui diminue progressivement vers l'ouest en s'éloignant de la bordure de l'océan Iapetus. Cette étape a été suivie au Silurien précoce par des apports considérables de turbidites sableuses qui forment le réseau de cônes sous-marins du Groupe de Peary Land. La vitesse de sédimentation a beaucoup augmenté, et la majeure partie de la séquence de turbidites s'est accumulée pendant un court intervalle du Llandovérien tardif. Les turbidites sont dérivées de la chaîne calédonienne embryonnaire, à l'est; leur première manifestation marque l'époque précise de la fermeture de l'océan Iapetus et du soulèvement orogénique dans l'Atlantique Nord actuel. Au cours du Llandovérien tardif, il y a eu affaissement de vastes étendues de la plate-forme de roches carbonatées, probablement par suite des effets combinés de l'enfoncement de la plate-forme externe dû à la charge exercée sur la cuvette par plusieurs kilomètres de sédiments provenant des Calédonides embryonnaires, et du poids des nappes et des charriages calédoniens qui se déplaçaient vers l'ouest.

La phase suivante a été caractérisée par l'apport, au Wenlockien moyen, de conglomérats à cailloux de chert en progradation vers l'ouest, qui sont peut-être dérivés de séquences cherteuses ordoviciennes qui ont été soulevées et exposées à l'érosion dans les charriages calédoniens.

Le bassin franklinien du Groenland septentrional témoigne donc du développement d'une marge continentale passive à prédominance de roches carbonatées et à orientation est-ouest, et de l'influence de la fermeture de l'océan Iapetus et de la formation de la chaîne calédonienne à l'est. Le bassin franklinien s'est fermé définitivement durant la période s'étendant du Dévonien au Carbonifère

précoce, épisode qui a entraîné une déformation marquée de la partie nord de la séquence de la cuvette franklinienne.

REMERCIEMENTS

Cet ouvrage est le résultat d'expéditions au Groenland septentrional entreprises par la commission géologique du Groenland en 1978, 1979, 1980, 1984 et 1985. Les auteurs désirent remercier M. Niels Henriksen qui s'est révelé un directeur très dévoué des expéditions et reconnaissent les bienfaits de leurs rencontres stimulantes avec leurs collègues du GGU et d'ailleurs. Les auteurs tiennent en outre à remercier Merete Bjerreskow pour l'identification des graptolites, et J.H. Aldridge, H.A. Armstrong, M.P. Smith et S.J. Tull pour les renseignements sur la biostratigraphie des conodontes. Ils adressent également leurs remerciements à Brigitte Larsen, qui a dactylographié le manuscrit, Bodil Sikker Hansen, qui a fourni les dessins, et Jakob Lautrup et Jakob Fernqvist, qui ont fourni les photographies.

RÉFÉRENCES

Armstrong, H.A. and Lane, P.D.
1981: The un-named Silurian(?) dolomite formation, Børglum Elv, central Peary Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 29-34.

Barnes, C.R.
1984: Early Ordovician eustatic events in Canada; in Aspects of the Ordovician System, D.L. Bruton (ed.); Palaeontological Contributions from the University of Oslo, no. 295, Universitetsforlaget, Oslo, Norway, p. 51-63.

Bengaard, H-J., Davis, N.C., Friderichsen, J.D., and Higgins, A.K.
1987: Lithostratigraphy and structure of the North Greenland fold belt in Nansen Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 99-106.

Brenchley, P.J. and Newall, G.
1980: A facies analysis of Upper Ordovician regressive sequences in the Oslo region, Norway — a record of glacio-eustatic changes; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 31, p. 1-38.

Bryant, I.D. and Smith, M.P.
1985: Lowermost Ordovician sandstones in central and western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 25-30.

Christie, R.L.
1967: Bache Peninsula, Ellesmere Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 347, 63 p.

Christie, R.L. and Dawes, P.R.*
1991: Geographic and geological exploration; Chapter 2 in Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 3 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. E).

Christie, R.L. and Ineson, J.R.
1979: Precambrian-Silurian geology of the G.B. Schley Fjord region, eastern Peary Land, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 88, p. 63-71.

Christie, R.L. and Peel, J.S.
1977: Cambrian-Silurian stratigraphy of Børglum Elv, Peary Land, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse Report no. 82, 48 p.

Davis, N.C. and Higgins, A.K.
1987: Cambrian-Lower Silurian stratigraphy in the fold and thrust zone between northern Nyeboe Land and J.P. Koch Fjord, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 91-98.

Dawes, P.R.
1971: The North Greenland fold belt and environs; Bulletin of the Geological Society of Denmark, v. 20, p. 197-239.
1976: Precambrian to Tertiary of northern Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 248-303.
1987: Topographical and geological maps of Hall Land, North Greenland. Description of a computer-supported photogrammetrical research programme for production of new maps, and the Lower Palaeozoic and surficial geology; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin no. 155, 88 p.

Dawes, P.R. and Christie, R.L.
1982: History of exploration and geology in the Nares Strait region; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 19-36.

Dawes, P.R. and Peel, J.S.
1981: The northern margin of Greenland from Baffin Bay to the Greenland Sea; in The Ocean Basins and Margins, v. 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (ed.), Plenum Press, New York and London, p. 201-264.
1984: Biostratigraphic reconnaissance in the Lower Palaeozoic of western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 121, p. 19-51.

Dawes, P.R. and Soper, N.J.
1973: Pre-Quaternary history of North Greenland; in Arctic Geology, M.G. Pitcher (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 117-134.

Escher, J.C. and Larsen, P-H.
1987: The buried western extension of the Navarana Fjord escarpment in central and western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 81-89.

Fortey, R.A.
1984: Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications; in Aspects of the Ordovician System, D.L. Bruton (ed.); Palaeontological Contributions from the University of Oslo, no. 295, Universitetsforlaget, Oslo, Norway, p. 37-50.

Friderichsen, J.D. and Bengaard, H-J.
1985: The North Greenland fold belt in eastern Nansen Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 69-78.

Friderichsen, J.D., Higgins, A.K., Hurst, J.M., Pedersen, S.A.S., Soper, N.J., and Surlyk, F.
1982: Lithostratigraphic framework of the Upper Proterozoic and Lower Palaeozoic deep water clastic deposits of North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 107, 20 p.

Frykman, P.
1980: A sedimentological investigation of the carbonates at the base of the Brønlund Fjord Group (Early-Middle Cambrian), Peary Land, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 51-55.

Fränkl, E.
1955: Rapport über die Durchquerung von Nord Peary Land (Nordgrönland) im Sommer 1953; Meddelelser om Grønland, v. 103, no. 8, 61 p.

Fürsich, F.T. and Hurst, J.M.
1980: Euryhalinity of Palaeozoic articulate brachiopods; Lethaia, v. 13, p. 303-312.

Galloway, W.E. and Hobday, D.K.
1983: Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration; Springer Verlag, Berlin, 423 p.

Ginsburg, R.N.
1971: Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 155, p. 340.

Henriksen, N. and Peel, J.S.
1976: Cambrian – Early Ordovician stratigraphy in south-western Washington Land, western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 80, p. 17-23.

Higgins, A.G., Friderichsen, J.D., and Soper, N.J.
1981: The North Greenland fold belt between central Johannes V. Jensen Land and eastern Nansen Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 35-45.

Higgins, A.K. and Soper, N.J.
1985: Cambrian – Lower Silurian slope and basin stratigraphy between northern Nyeboe Land and western Amundsen Land, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 79-86.

Higgins, A.K., Soper, N.J., and Friderichsen, J.D.
1985: North Greenland fold belt in eastern North Greenland; in The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas, D.G. Gee and B.A. Sturt (ed.); John Wiley and Son Ltd., London, p. 1017-1029.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Hurst, J.M.
1980a: Silurian stratigraphy and facies distribution in Washington Land and western Hall Land, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin no. 138, 95 p.
1980b: Paleogeographic and stratigraphic differentiation of Silurian carbonate buildups and biostromes of North Greenland; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 527-548.
1984: Upper Ordovician and Silurian carbonate shelf stratigraphy, facies and evolution, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin no. 148, 73 p.

Hurst, J.M. and Kerr, J.W.
1982: Upper Ordovician to Silurian facies patterns in eastern Ellesmere Island and western North Greenland and their bearing on the Nares Strait lineament; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p.137-145.

Hurst, J.M., McKerrow, W.S., Soper, N.J., and Surlyk, F.
1983: The relationship between Caledonian nappe tectonics and Silurian turbidite deposition in North Greenland; Journal of the Geological Society of London, v. 140, p. 123-132.

Hurst, J.M. and Peel, J.S.
1979: Late Proterozoic(?) to Silurian stratigraphy of southern Wulff Land, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 91, p. 37-56.

Hurst, J.M. and Surlyk, F.
1982: Stratigraphy of the Silurian turbidite sequence of North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin no. 145, 121 p.
1983a: Depositional environments along a carbonate ramp to slope transition in the Silurian of Washington Land, North Greenland; Canadian Journal of Earth Sciences v. 20, p. 473-499.
1983b: Initiation, evolution, and destruction of an early Paleozoic carbonate shelf, eastern North Greenland; Journal of Geology, v. 91, p. 671-691.

Ineson, J.R.
1980: Carbonate debris flows in the Cambrian of south-west Peary Land, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 43-49.
1985: The stratigraphy and sedimentology of the Brønlund Fjord and Tavsens Iskappe Groups (Cambrian) of Peary Land, eastern North Greenland; unpublished Ph.D. thesis, University of Keele, England, 310 p.

Ineson, J.R. and Peel, J.S.
1980: Cambrian stratigraphy in Peary Land, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 33-42.
1987: Cambrian platform – outer shelf relationships in the Nordenskiöld Fjord region, central North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 13-26.
in press: Cambrian shelf stratigraphy of the Peary Land region, central North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin.

Ineson, J.R., Peel, J.S., and Smith, M.P.
1986: The Sjaelland Fjelde Formation: a new Ordovician formation from eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 132, p. 27-37.

Jepsen, H.F.
1971: The Precambrian, Eocambrian and early Palaeozoic stratigraphy of the Jørgen Brønlund Fjord area, Peary Land, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin no. 96, 42 p.

Larsen, P-H. and Escher, J.C.
1985: The Silurian turbidite sequence of the Peary Land Group between Newman Bugt and Victoria Fjord, western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 47-67.
1987: Additions to the lithostratigraphy of the Peary Land Group in western and central North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 65-80.

McKerrow, W.S.
1979: Ordovician and Silurian changes in sea level; Journal of the Geological Society of London, v. 136, p. 137-145.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., and Thompson, S.
1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis; in Seismic Stratigraphy; Applications to Hydrocarbon Exploration, C.E. Payton (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 53-62.

O'Connor, B.
1979: The Portfjeld Formation (?early Cambrian) of eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 88, p. 23-28.

Peel, J.S.
1982: The Lower Paleozoic of Greenland; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 309-330.
1985: Cambrian-Silurian platform stratigraphy of eastern North Greenland; in The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas, D.G. Gee and B.A. Sturt (ed.); John Wiley and Son Ltd., London, p. 1047-1063.

Peel, J.S. and Cowie, J.W.
1979: New names for Ordovician formations in Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 91, p. 17-124.

Peel, J.S. and Christie, R.L.
1982: Cambrian-Ordovician platform stratigraphy: correlations around Kane Basin; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 117-135.

Peel, J.S., Dawes, P.R., Collinson, J.D., and Christie, R.L.
1982: Proterozoic – basal Cambrian stratigraphy across Nares Strait: correlation between Inglefield Land and Bache Peninsula; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 105-115.

Peel, J.S. and Higgins, A.K.
1980: Fossils from the Paradisfjeld Group, North Greenland fold belt; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 101, p. 28.

Peel, J.S. and Hurst, J.M.
1980: Late Ordovician and early Silurian stratigraphy of Washington Land, western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 100, p. 18-24.

Peel, J.S., Ineson, J.R., Lane, P.D., and Armstrong, H.A.
1981: Lower Palaeozoic stratigraphy around Danmark Fjord, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 21-27.

Peel, J.S. and Smith, M.P.
in press: The Wandel Valley Formation (Early-Middle Ordovician) of North Greenland and its correlatives; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report.

Peel, J.S. and Wright, S.C.
1985: Cambrian platform stratigraphy in the Warming Land – Freuchen Land region, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 17-24.

Pickerill, R.K., Hurst, J.M., and Surlyk, F.
1982: Notes on Lower Palaeozoic flysch trace fossils from Hall Land and Peary Land, North Greenland; in Palaeontology of Greenland: Short Contributions, J.S. Peel (ed.); Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 108, p. 25-29.

Schlager, W.
1981: The paradox of drowned reefs and carbonate platforms; Geological Society of America Bulletin, v. 92, p. 197-211.

Smith, M.P., Sønderholm, M., and Tull, S.J.
in press: The Morris Bugt Group (Middle Ordovician – Early Silurian) of North Greenland and its correlatives; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report.

Soper, N.J., Higgins, A.K., and Friderichsen, J.D.
1980: The North Greenland fold belt in eastern Johannes V. Jensen Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 89-98.

Soper, N.J. and Higgins, A.K.
1985: Thin-skinned structures at the basin-shelf transition in North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 87-94.
1987: A shallow detachment beneath the North Greenland fold belt: implications for sedimentation and tectonics; Geological Magazine, v. 124, p. 441-450.

Surlyk, F.
1982: Nares Strait and the down-current termination of the Silurian turbidite basin of North Greenland; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 147-150.

Surlyk, F., Hurst, J.M., and Bjerreskov, M.
1980: First age-diagnostic fossils from the central part of the North Greenland foldbelt; Nature, v. 286, no. 5775, p. 800-803.

Surlyk, F. and Hurst, J.M.
1983: Evolution of the early Paleozoic deep-water basin of North Greenland — aulacogen or narrow ocean?; Geology, v. 11, p. 77-81.
1984: The evolution of the early Paleozoic deep-water basin of North Greenland; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 131-154.

Surlyk, F., Hurst, J.M., and Pedersen, S.A.S.
in press: Stratigraphy of the Cambro-Ordovician deep-water sediments of Peary Land, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin.
Surlyk, F. and Ineson, J.R.
1987a: Aspects of Franklinian shelf, slope and trough evolution and stratigraphy in North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 41-58.
1987b: The Navarana Fjord Member (new) — an Upper Llandovery platform derived carbonate conglomerate; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 59-63.
Sønderholm, M. and Due, P.H.
1985: Lower and Middle Ordovician platform carbonate lithostratigraphy of Warming Land, Wulff Land and Nares Land, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 31-46.
Sønderholm, M., Harland, T.L., Due, P.H., Jørgensen, L.N., and Peel, J.S.
1987: Lithostratigraphy and depositional history of Upper Ordovician – Silurian shelf carbonates in central and western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no.133, p. 27-40.
Troelsen, J.C.
1949: Contributions to the geology of the area around Jørgen Brønlund Fjord, Peary Land, North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 149, no. 2, 29 p.
Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., and Hatlelid, W.G.
1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level; in Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration, C.E. Payton (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 49-212.
Wilson, J. L.
1975: Carbonate Facies in Geologic History; Springer-Verlag, Berlin, 471 p.

Adresses des auteurs

A.K. Higgins
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350, Copenhagen K
Denmark

J.R. Ineson
Commission géologique du Groenland
Thoravej 8
DK-2400, Copenhagen NV
Denmark

J.S. Peel
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350, Copenhagen K
Denmark

F. Surlyk
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350, Copenhagen K
Denmark

M. Sønderholm
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350, Copenhagen K
Denmark

Imprimé au Canada

Chapitre 8

FORMATION DU BASSIN, SÉDIMENTATION ET VOLCANISME DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE, DU CAMBRIEN AU DÉVONIEN INFÉRIEUR

Introduction

Plate-forme franklinienne et Plate-forme de l'Arctique

Bassin franklinien d'eau profonde

Remerciements

Références

Chapitre 8

FORMATION DU BASSIN, SÉDIMENTATION ET VOLCANISME DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE, DU CAMBRIEN AU DÉVONIEN INFÉRIEUR

H.P. Trettin, U. Mayr, G.D.F. Long et J.J. Packard

A. INTRODUCTION

Deux provinces sédimentaires du premier ordre sont identifiées: une plate-forme sud-est englobant presque toute la plate-forme de l'Arctique et une grande partie de la zone mobile franklinienne, et un bassin d'eau profonde au nord-ouest. Ce dernier se divise à son tour, dans sa partie sud-est, en une sous-province sédimentaire, et dans sa partie nord-ouest, en une sous-province sédimentaire et volcanique. La limite instable entre le bassin d'eau profonde et la plate-forme s'est dépiacée vers le craton, entre la fin du Cambrien précoce et le Dévonien précoce.

Dans le chapitre précédent, l'évolution séquentielle dans le Groenland septentrional, pendant la période comprise entre le Cambrien et le Silurien, a été divisée en sept stades d'évolution applicables à la plate-forme et au bassin d'eau profonde puisque ces stades sont fondés, dans une certaine mesure, sur les déplacements de leur limite mutuelle. Cette situation a été rendue possible du fait qu'au Groenland, seules les parties septentrionales de la province de la plate-forme, qui ont été touchées de façon notable par l'expansion du bassin en direction du craton, sont exposées.

Cependant, des schémas distincts s'imposent pour la plate-forme et le bassin dans l'archipel arctique où les deux provinces couvrent une plus grande superficie et présentent une stratigraphie plus complexe. Il est plus pratique d'examiner la stratigraphie de la plate-forme franklinienne et de la plate-forme de l'Arctique selon des tranches chronostratigraphiques informelles, et celle du bassin d'eau profonde selon des unités lithostratigraphiques informelles, variablement diachrones et non liées. Les différences fondamentales dont fait preuve la colonne stratigraphique des deux provinces reflètent le fait que des processus géologiques différents y ont joué un rôle important. À titre d'exemple, les fluctuations eustatiques du niveau de la mer ont influé principalement sur la plate-forme; des événements tectoniques dans les zones orogéniques périphériques ont touché principalement le bassin.

Les différentes classifications choisies aux chapitres 7 et 8 ne devraient pas cependant masquer la continuité stratigraphique qui existe entre le Groenland et l'île d'Ellesmere. Cette continuité est mise en relief par l'analyse ci-dessous et est également démontrée par le tableau corrélatif (fig. 4, en pochette), les cartes des lithofaciès régionaux (fig. 8B-27 à 8B-37), et la figure 8C-2, qui résume les unités d'eau profonde.

Trettin, H.P., Mayr, U., Long, G.D.F. et Packard, J.J.
1991: Formation du bassin, sédimentation et volcanisme dans l'archipel arctique, du Cambrien au Dévonien inférieur; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

B. PLATE-FORME FRANKLINIENNE ET PLATE-FORME DE L'ARCTIQUE

Introduction

Ce sous-chapitre traite du faciès marin peu profond et du faciès non marin subordonné de la Plate-forme franklinienne et de la Plate-forme de l'Arctique dans l'archipel arctique; aucune distinction n'est faite entre ces deux divisions structurales, puisque de nombreuses unités lithologiques ou zones de faciès chevauchent la limite entre celles-ci.

Normes biostratigraphiques. La limite entre le Protérozoïque et le Cambrien, ainsi que les strates du tout début du Cambrien (Tommotien) n'ont aucun affleurement connu; par conséquent, seules les zones à trilobites (telles que répertoriées dans Fritz, 1981) ont servi de standard pour le Cambrien. Cependant, les trilobites du Cambrien sont extrêmement rares dans l'archipel arctique et leur présence n'a été identifiée que dans quelques zones.

Des zones à conodontes ou des faunes de conodontes constituent le cadre chronostratigraphique des successions de roches carbonatées dans l'archipel arctique, de l'Ordovicien inférieur au début du Dévonien moyen. Des articles à ce sujet ont été écrits par Ethington et Clark (1971, 1982), Ethington et al. (1987), Ethington et Repetski (1984), Klapper (1977), Klapper et Murphy (1975), Landing et al. (1987), McCracken et Barnes (1981), Miller (1980), Nowlan (1981), Repetski (1982), Ross et al. (1982), Sweet (1979, 1984) et Sweet et al. (1971). Des études exhaustives sur la biostratigraphie des conodontes de l'archipel arctique ont été réalisées par Barnes (1974), Mirza (1976), Nowlan (1976, 1985), et Uyeno (1980, et sous presse), et Uyeno et Klapper (1980).

Jusqu'à tout récemment (par ex., Thorsteinsson et Mayr, 1987, tableau 2), les attributions d'âge comprises entre la fin de l'Ordovicien précoce et l'Ordovicien tardif dans l'archipel arctique ont été associées aux faunes de conodontes numérotées de 1 à 12 par Sweet et al. (1971). Ces faunes numérotées sont maintenant remplacées par des zones formelles (fondées sur les espèces), et leurs intervalles d'âge sont devenus assez incertains. Heureusement, cependant, plusieurs formations de l'archipel arc-

tique peuvent être lithologiquement mises en corrélation avec certaines unités du Groenland (voir Thorsteinsson et Mayr, 1987, tableau 2), dont l'âge a été établi par M.P. Smith (communication personnelle, 1987) d'après les nouvelles zones à conodontes, et ces âges ont été acceptés aux fins de la présente compilation. On mentionnera quand même les conodontes numérotés afin d'établir un lien entre ce résumé et les ouvrages à partir desquels il a été rédigé.

La corrélation entre les zones à conodontes, du Wenlockien à l'Emsien, et les zones standard à graptolites est présentée dans Thorsteinsson, 1980, au tableau 1. Il ne s'agit pas d'énumérer dans le présent ouvrage, toutes les études exhaustives et importantes réalisées pendant les 30 dernières années sur les faunes coquillières de l'archipel arctique. Il suffit de préciser que, plus particulièrement la faune très étendue de Red River (ainsi nommée d'après la Formation de Red River au Manitoba) et la faune de *Thaerodonta-Bighornia*, se sont avérées très utiles pour corréler les formations du sommet de l'Ordovicien moyen et de l'Ordovicien supérieur respectivement (par ex., Barnes et al., 1981).

Tranches chronostratigraphiques et zones de faciès. Aux fins de description, la succession de plate-forme allant du Cambrien au Dévonien inférieur dans la région «principale» de la plate-forme a été divisée en six tranches chronostratigraphiques, désignées informellement par P1 à P6 (P pour plate-forme). Certaines sont flanquées par des discontinuités bien établies, et sont par conséquent comparables aux séquences de Sloss-Vail de l'intérieur du continent, mais d'autres sont définies par des variations lithologiques causées par des modifications de l'architecture de la plate-forme; des discordances stratigraphiques locales ou problématiques sont présentes dans la plupart d'entre elles. Ces tranches ne sont que partiellement équivalentes aux unités principales identifiées dans la succession de plate-forme du Groenland septentrional (chapitre 7), et aux unités lithologiques principales (en partie fortement diachrones) B1 à B5 du bassin d'eau profonde. La plupart des tranches chronostratigraphiques ont été subdivisées en unités lithologiques, et la majeure partie des tranches ou unités chronostratigraphiques ont été divisées latéralement en zones de faciès, dont la nature diffère des assemblages répétitifs de types de sédiments désignés par le terme de «lithofaciès». Les relations entre les tranches chronostratigraphiques, les unités ou les zones de faciès d'une part et les unités lithologiques établies d'autre part (groupes, formations ou membres) sont résumées aux figures 8B-1 à 8B-4, et brièvement mentionnées dans le texte. Les noms stratigraphiques appropriés apparaissent également dans le tableau des corrélations (fig. 4, en pochette) et, dans la mesure du possible sur la carte géologique (fig. 2, en pochette). Ce modèle n'est valable que pour les parties de la plate-forme qui n'ont pas été touchées par des événements tectoniques locaux; les unités associées aux mouvements résultant des soulèvements de Boothia et d'Inglefield sont décrites séparément. Les coupes transversales schématiques (fig. 8B-2 à 8B-4) donnent un aperçu du contexte stratigraphique fondamental de la région. Son évolution est illustrée dans une série de cartes des lithofaciès présentées à la fin du sous-chapitre (fig. 8B-27 à 8B-37).

Cambrien inférieur (P1)

Cette tranche chronostratigraphique, datant de façon générale du Cambrien précoce renferme les plus anciennes strates connues de la Plate-forme franklinienne et de la Plate-forme de l'Arctique (Kerr, 1967a; Long, ms. inédit). Limitée au nord-est de la partie centrale de l'île d'Ellesmere (fig. 8B-5, 8B-27), elle présente une épaisseur exposée maximale de près de 2 km et comprend une unité inférieure (P1a) de sédiments clastiques et carbonatés (Formation de Kennedy Channel) et une unité supérieure (P1b) de sédiments surtout carbonatés (Formation d'Ella Bay). La limite inférieure de la tranche chronostratigraphique est dissimulée; sa limite supérieure est une discordance stratigraphique régionale. La méthode de datation des deux unités est décrite ci-dessous. La Formation de Kennedy Channel est mise en corrélation avec le Groupe de Skagen de la Peary Land (stade 1 du chapitre 7), et la Formation d'Ella Bay avec la Formation de Portfjeld (stade 2S).

Le stratotype de la **Formation de Kennedy Channel** a une épaisseur exposée maximale de 1 223 m (fig. 8B-5, coupe 3) et se compose de grès, de mudrock et de calcaire, reflétant ainsi des progradations répétées des faciès d'eau peu profonde vers des milieux plus profonds. Les deux hémicyclothèmes inférieurs sont progradants et culminent dans des unités d'arénite quartzique qui se sont accumulées dans des milieux marins d'eau peu profonde et d'îles-barrières influencés par les marées et les tempêtes. L'hémicyclothème majeur suivant est indiqué par les flots de grains de roches carbonatées comprenant quelques unités bioclastiques (identifiées par «trilobite» à la figure 8B-5, coupe 3), et est recouvert par un calcaire massif intensément bioturbé et de teinte gris foncé. Dans le stratotype, le sommet de la formation contient d'abondants dépots de flots de grains oolitiques et oncolitiques, dont la présence semble indiquer qu'il y a eu progradation d'une plate-forme continentale abritée. On trouve des stromatolites présents dans le stratotype, du côté du craton (coupe 6), de même que de minces unités silicoclastiques.

La **Formation d'Ella Bay**, qui repose en concordance sur la Formation de Kennedy Channel, est constituée surtout de dolomie avec, par endroits, d'abondants mudstones et une petite quantité de grès quartzeux. Les épaisseurs mesurées s'échelonnent entre 409 et 762 m. La dolomie est massive ou à stratification plane et présente par endroits des rides à lamination oblique. En certains endroits, les stromatolites sont bien conservés (fig. 8B-6), de même que les couches contenant d'abondants agrégats et ooïdes algaires. Le mudstone abonde par endroits et constitue jusqu'à 50% du profil à Radmore Harbour (fig. 8B-5, coupe 5).

Les brèches stratiformes à la base de la formation (coupe 3) et les cavernes à remplissage sédimentaire à son sommet, semble indiquer un modèle karstique. La dissolution partielle s'est peut-être produite pendant l'émersion précédant la sédimentation du Groupe d'Ellesmere.

Les biohermes stromatolitiques, présents dans les affleurements septentrionaux (coupes 2 et 3) montrent une orientation préférentielle en réponse aux marées orientées nord-ouest sud-est, alors que dans les emplacements situés plus au sud (coupes 5 et 6), ils sont plus équidimensionnels. Les abondants mudstones de la coupe 5 se sont peut-être accumulés dans une lagune locale protégée, vers le continent par rapport aux biohermes septen-

Figure 8B-1. Index et légende se rapportant aux figures 8B-2, 8B-3 et 8B-4.

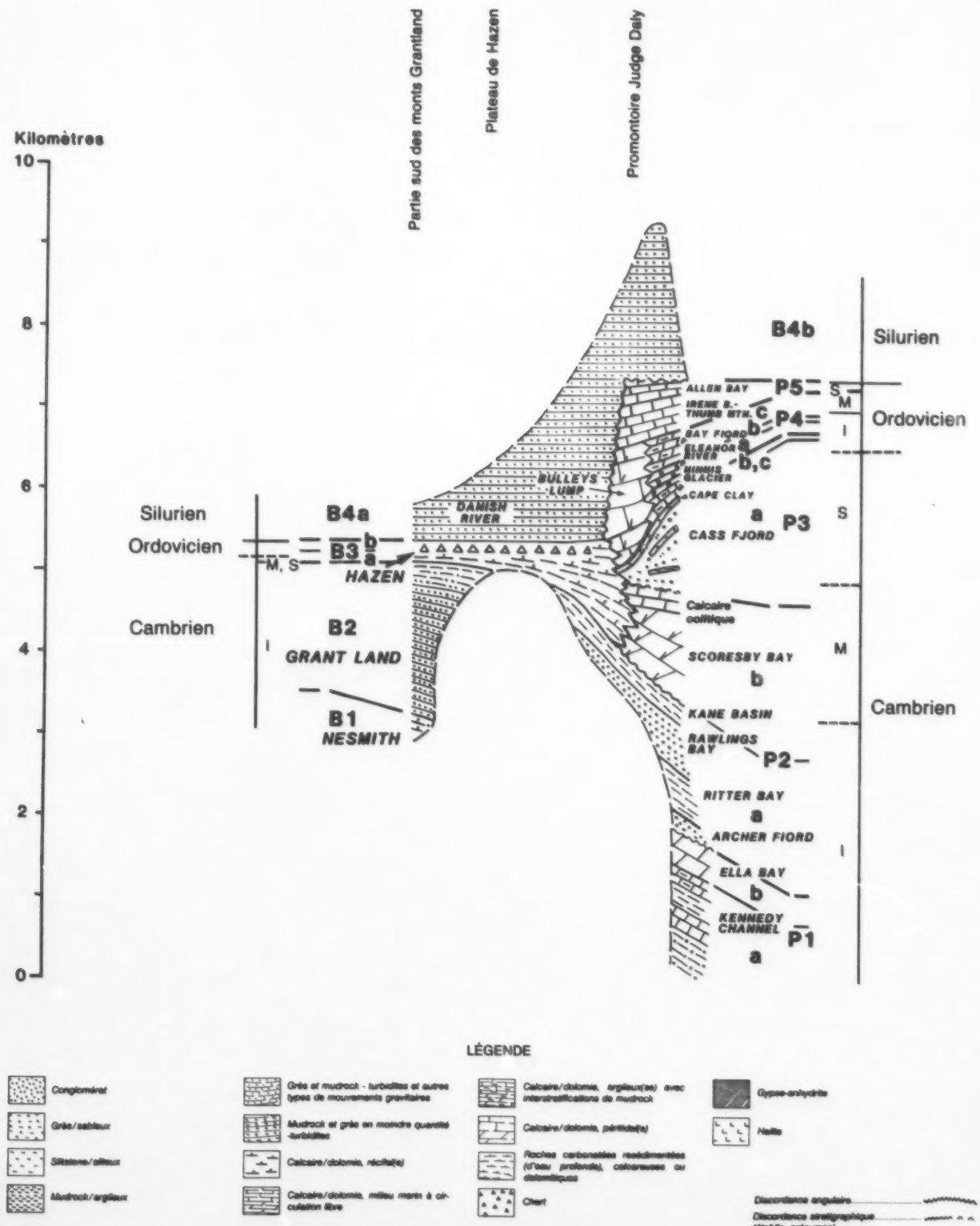


Figure 8B-2. Coupe stratigraphique générale d'une partie du secteur nord de l'Île d'Ellesmere.

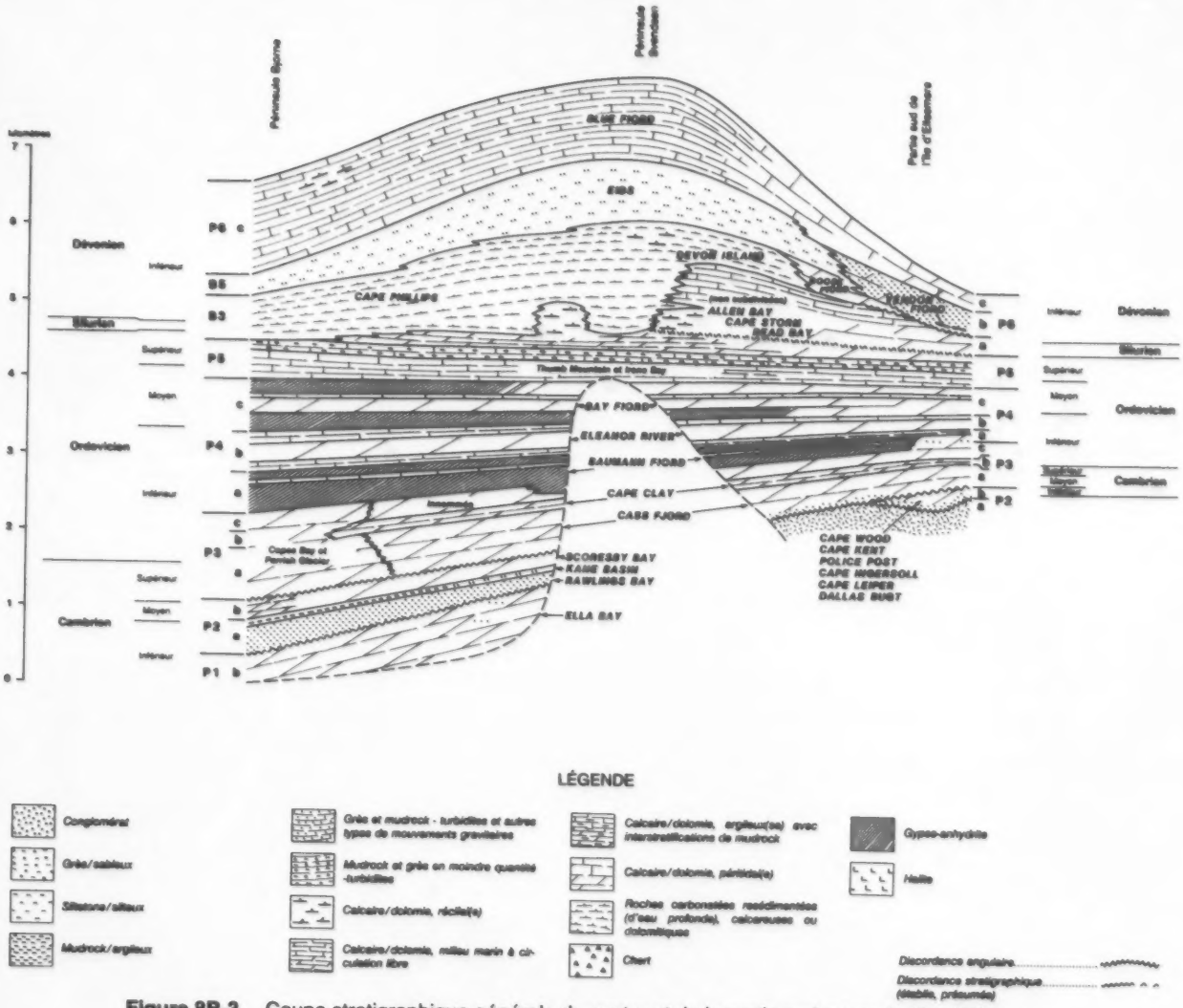


Figure 8B-3. Coupe stratigraphique générale du centre et de la partie sud-ouest de l'île d'Ellesmere.

trionaux. La dolomitisation a sans doute eu lieu pendant l'émergence qui a causé une dissolution partielle. Les mudstones situés à la base de la formation ont probablement empêché la pénétration des solutions dolomitisantes dans la formation sous-jacente de Kennedy Channel.

Des terriers verticaux (*Skolithos*) d'âge phanérozoïque, sans autre précision, sont présents à la base de la Formation de Kennedy Channel, ainsi que des fragments de trilobites dont la présence confirme l'âge post-tommotien de la partie moyenne inférieure de cette formation (coupe 3). Les fossiles caractéristiques suivants sont les trilobites de la partie médiane (?) de la zone à *Bonnia-Olenellus* (fin du Cambrien précoce), recueillis à environ 1,5 km au-dessus du sommet de la Formation d'Ella Bay dans le profil 1. Si la zone à *Bonnia-Olenellus* n'a pas plus de 1,5 km d'épaisseur, les deux tiers supérieurs de la tranche chronostratigraphique devraient se trouver dans les zones à *Nevadella* ou à *Fallotaspis* ou les deux; le tiers inférieur devrait être du même âge et (?) plus ancien.

Cambrien inférieur à Cambrien moyen (P2)

La tranche chronostratigraphique P2 affleure dans la partie orientale du centre et du sud de l'île d'Ellesmere et dans l'île Devon. Elle recouvre la Formation d'Ella Bay au nord et les roches sédimentaires ou métamorphiques du Bouclier canadien plus au sud. Elle atteint environ 2,8 km d'épaisseur dans la partie nord-est du centre de l'île d'Ellesmere, s'amincit au sud et disparaît progressivement entre l'île de Baffin et l'île Devon. La bordure de la plate-forme, masquée par des strates plus récentes, se trouve quelque part entre le fjord Archer et le lac Hazen (fig. 8B-28 et 8B-29).

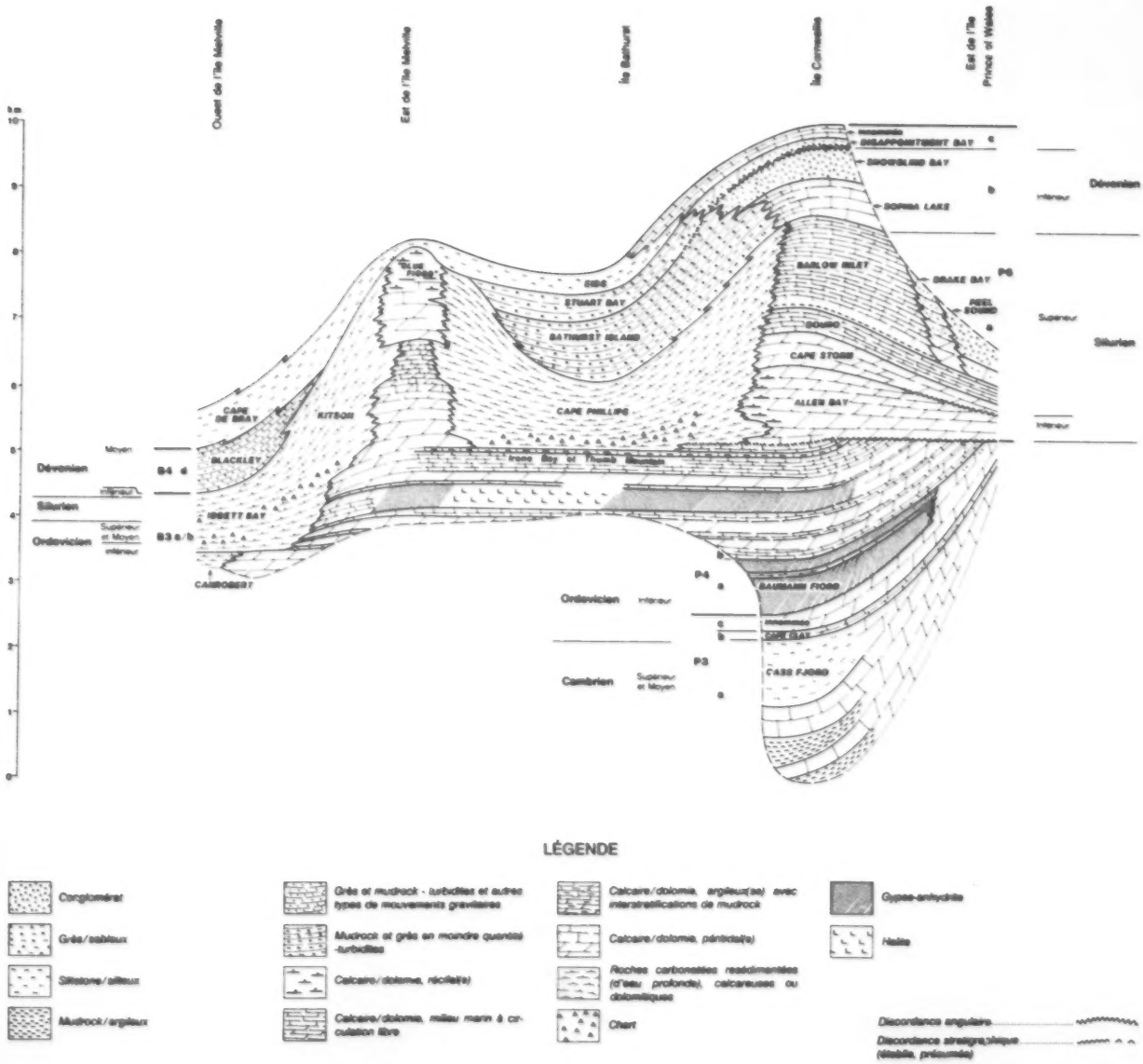


Figure 8B-4. Coupe stratigraphique générale de l'île Prince of Wales jusqu'à l'île Melville.

La tranche P2 est constituée d'une unité clastique du Cambrien inférieur (P2a) et d'une unité de roches carbonatées (P2b) allant du sommet du Cambrien inférieur à la base du Cambrien moyen. Une discordance stratigraphique semble exister entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen de la tranche chronostratigraphique située dans l'île Devon où l'unité de roches carbonatées correspondant à la partie supérieure du Cambrien inférieur est probablement absente, mais cet hiatus n'est pas identifié avec certitude plus au nord. L'unité clastique du Cambrien inférieur dont il est question dans ce chapitre correspond aux dépôts du stade 3S dans le Groenland septentrional, et l'unité de roches carbonatées à ceux datant du début du stade $4S_1$.

Unité clastique (P2a)

Ce dépôt en forme de biseau, qui a été mis en corrélation avec les formations de Dallas Bugt, de Humboldt et de Buen situées dans le Groenland septentrional, s'épaissit de 0 à 19 m sur l'île Devon jusqu'à environ 1,5 km sur le promontoire Judge Daly. Dans les parties centrale et septentrionale de la plate-forme franklinienne (fig. 8B-5) il est identique au Groupe d'Ellesmere, subdivisé en Formation d'Archer Fiord principalement sableuse (45 à 184 m), Formation de Ritter Bay principalement argileuse (275 à 586 m), Formation de Rawlings Bay sableuse et argileuse (548 à 767 m), et Formation argileuse de Kane Basin (0 à 270 m) (Kerr, 1967a; Long, ms. inédit; Trettin, ms. inédit). Les formations d'Archer Fiord et de Rawlings Bay ne

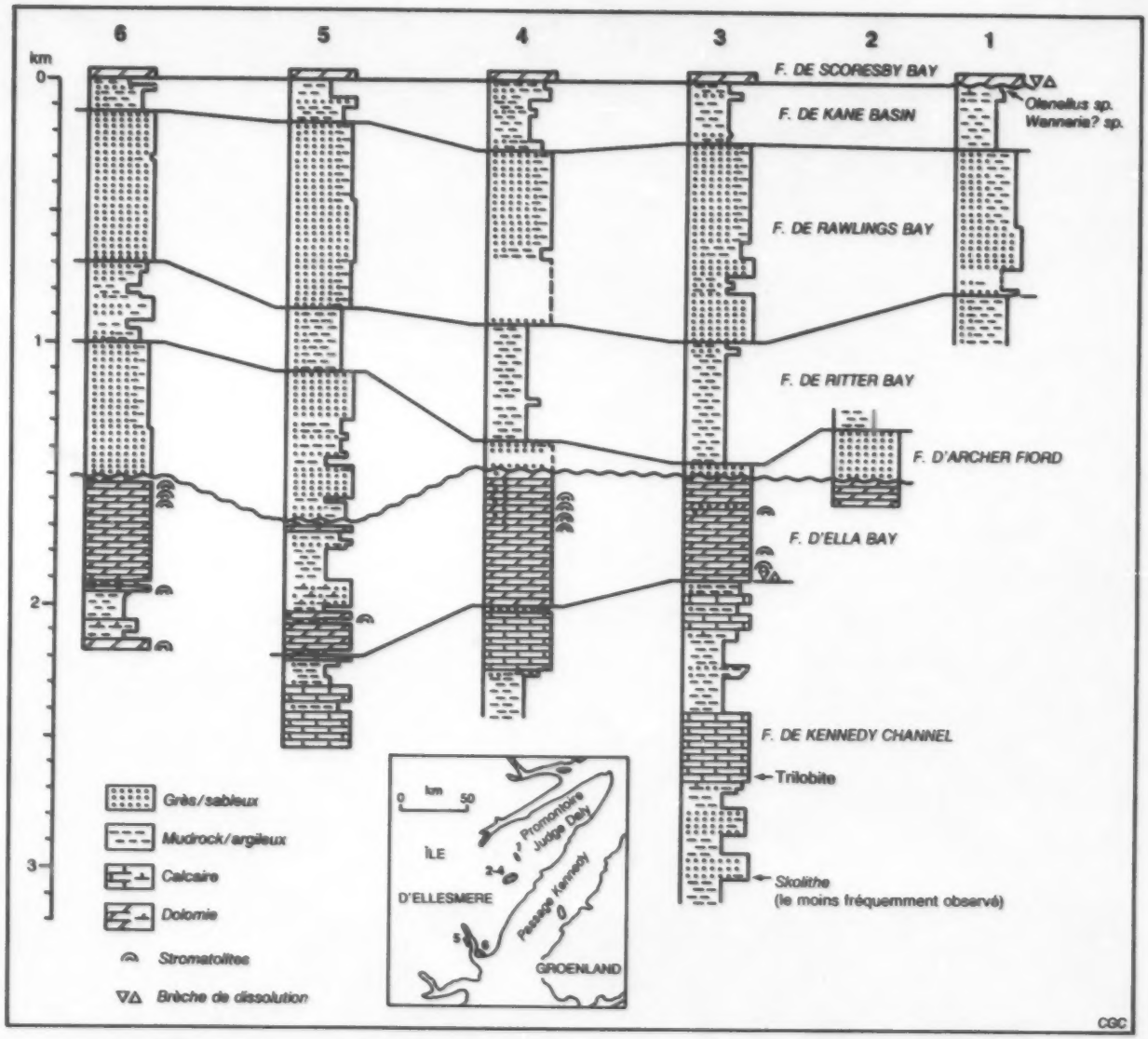


Figure 8B-5. Colonnes stratigraphiques du Cambrien inférieur, partie centre-est de l'île d'Ellesmere (P1a, P1b, P2a).

peuvent être distinguées au sud de Radmore Harbour où la Formation de Ritter Bay se termine en biseau (Kerr, 1967a, fig. 3, coupes 2 à 3).

La Formation d'Archer Fiord est d'origine marine peu profonde dans la partie nord de la région où elle contient par endroits des ooïdes et des oncoïdes, mais peut inclure des dépôts fluviatiles plus au sud. Les formations de Ritter Bay et de Rawlings Bay présentent un aspect marin et deltaïque dans la partie nord de leur distribution. À cet endroit, le faciès distal prodeltaïque est représenté par la Formation d'Archer Fiord, qui se compose typiquement de mudstone à lamination plane et de grès argileux à grain très fin, avec de rares flots gravitaires de sédiments plus grossiers. Le faciès proximal de front de delta est bien illustré au profil 1 (fig. 8B-5) par la partie supérieure de la Formation de Rawlings Bay, composée d'interstratifications horizontales de mudstone et de grès à grain fin ayant tous deux une lamination interne horizontale et des ichnofossiles parallèles au litage (fig. 8B-7). À mesure que l'on s'approche du front de delta, la lamination entrecroisée, la stratification oblique en auge et les terriers verticaux deviennent plus fréquents, et la proportion de grès augmente. Une unité de 163 m d'épaisseur de grès surtout massif, avec rares stratifications obliques en auge (partie centrale de la Formation de Rawlings Bay, coupe 1), représente probablement le faciès de front de delta.

Figure 8B-6. Stromatolites de la Formation d'Ella Bay

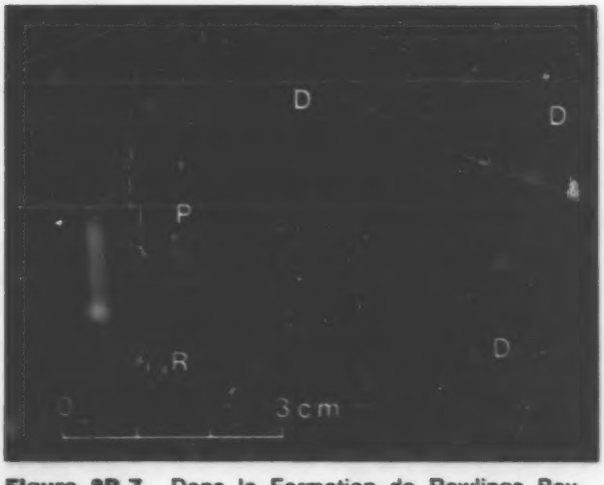


Figure 8B-7. Dans la Formation de Rawlings Bay, ichnofossiles parallèles au litage (colonne 1, fig. 8B-5, 61 à 112m au-dessous du sommet de la formation). Les espèces observées sont *Rusophycus* (R), *Planolites* (P) et *Didymaulichnus* (D).

Figure 8B-8. Tubes de type *Skolithos*, orientés perpendiculairement au litage, dans un grès quartzeux du Membre de Marshall Bugt de la Formation de Dallas Bugt. Photo prise dans l'inlet Makinson, dans l'île d'Ellesmere.

Figure 8B-9. Stratification oblique en mamelons de la Formation de Kane Basin (colonne 3, fig. 8B-5).

Dans les profils septentrionaux, la Formation de Kane Basin est principalement constituée de mudstone à glauconite, à lamination généralement plane et rarement oblique, accompagné d'une petite quantité de grès à grain très fin montrant, par endroits, une stratification oblique en mamelons (fig. 8B-9). Le grès est plus répandu dans les régions plus au sud. Des trilobites de la zone à *Bonnia-Olenellus* ont été signalés à trois localités dans la partie supérieure de la formation. La Formation de Kane Basin a été mise en place dans un milieu de plate-forme, de profondeur moyenne à faible. La diminution soudaine de la granulométrie à la limite des formations de Rawlings Bay et de Kane Basin indique une transgression marine relativement rapide.

Plus au sud, l'unité clastique a été attribuée à la Formation de Dallas Bugt dans la presqu'île Bache (Christie, 1967) et dans le sud de l'île d'Ellesmere (Packard, ms. inédit), et à la Formation de Rabbit Point dans l'île Devon (Kurtz et al., 1952; Thorsteinsson et Mayr, 1987). L'épaisseur de ces dépôts diminue de 114 m dans la presqu'île Bache à 0-19 m dans l'île Devon. Ils sont habituellement constitués de grès caillouteux à stratification oblique à leur partie inférieure, et de grès riches en *Skolithos* (fig. 8B-8) à leur partie supérieure. Cet ichnofossile, comme *Olenellus* sp. provenant de l'île Devon, indique qu'au moins certaines parties de cette succession sont d'origine marine peu profonde. Des grès caillouteux à stratification oblique, situés dans l'inlet Makinson, sont également interprétés comme étant d'origine marine peu profonde (Packard, ms. inédit). Des trilobites olenellidés ont aussi été signalés dans les strates basales du Phanérozoïque de l'île Victoria (Thorsteinsson et Tozer, 1970).

Les grès arkosiques de l'unité clastique proviennent directement de l'érosion du socle cristallin précambrien, alors que les grès surtout quartzeux sont peut-être partiellement dérivés de grès du Cambrien inférieur (?) et plus anciens. Dans les grès de la partie nord-est du centre de l'île d'Ellesmere, une altération pénétrative et la destruction des feldspaths ont produit une matrice argileuse clairsemée.

Unité de roches carbonatées (P2b)

La stratigraphie générale et l'évolution du faciès de l'unité de roches carbonatées sont incertaines en raison de la rareté des fossiles dans la région nord de la presqu'île Bache et de l'absence de fossiles sur le promontoire Judge Daly. Les auteurs présentent donc, au lieu d'une synthèse, des sommaires relatifs à quatre régions distinctes, allant du sud-ouest au nord-est.

Dans l'**île Devon** (Thorsteinsson et Mayr, 1987), l'unité de roches carbonatées est représentée par la Formation de Bear Point, qui se compose de 25 à 86 m de dolomie tachetée de terriers et accompagnée de faibles quantités de calcilutite, de shale et de grès, mis en place dans des milieux intertidaux à principalement infratidaux. Dans l'unité en question, on a trouvé des trilobites datant uniquement du début du Cambrien moyen (zones à *Albertella* (?), à *Glossopleura*, et à (?) *Bathyuriscus*) mais la possibilité qu'elle contienne des strates du Cambrien inférieur ne peut être exclue. Elle recouvre la Formation de Rabbit Point, sans doute en discordance stratigraphique.

Le cadre stratigraphique du **sud-est de l'île d'Ellesmere** est déduit de celui de l'Inglefield Land, située dans la partie nord-est du Groenland. Dans la presqu'île Bache (Christie, 1967; Peel et Christie, 1982; Brunton, 1986), l'unité de roches carbonatées repose stratigraphiquement entre les formations de Dallas Bugt et de Cass Fiord, a environ 140 m d'épaisseur, et a été subdivisée en cinq formations. Les quatre formations inférieures (Cape Leiper, Cape Ingersoll, Police Post, Cape Kent) sont attribuées à la fin du Cambrien précoce d'après les trilobites olenellidés provenant de cette région et du nord-ouest du Groenland; la Formation de Cape Wood a donné des fossiles de la zone à *Glossopleura* et datant du début du Cambrien moyen. L'absence apparente des zones à *Plagiura-Poliella* et à *Albertella* du début du Cambrien moyen pourrait indiquer une discordance stratigraphique, mais aucun indice lithologique d'un hiatus n'a été signalé. Les formations de Cape Leiper et de Cape Ingersoll sont principalement constituées de dolomie; la Formation de Police Post se compose de calcilutite à trilobites; la Formation de Cape Kent, d'oolite dolomitisée; et la Formation de Cape Wood, de calcaire dolomitique et de dolomie tachetée de terriers. Les milieux de sédimentation varient de supratidaux (stromatolites de la Formation de Cape Leiper) à infratidaux (unités tachetées de terriers dans toutes les formations), et représentent plusieurs cycles de tranagression et régression. Une succession stratigraphique comparable existe dans le fjord Fram, dans le sud-est de l'île d'Ellesmere (fig. 8B-10; Packard, ms. inédit).

Figure 8B-10. Succession du Cambrien inférieur et moyen, à proximité du fjord Fram, dans le sud de l'île d'Ellesmere (p€ = socle cristallin du Précambrien; $€_{pb}$ = Formation de Dallas Bugt; $€_{CL}$ = Formation de Cape Leiper; $€_{CI}$ = Formation de Cape Ingersoll; $€_{un}$ = unités innommées, probablement équivalentes aux formations de Wulff River, Cape Kent et Police Post; $€_{CW}$ = Formation de Cape Wood; $€_{FP}$ = Formation de Fairman Point).

Dans le **centre est de l'île d'Ellesmere** (Kerr, 1967a, coupes 3, 13, 18), l'unité de roches carbonatées repose sur la Formation de Kane Basin. Elle comprend la Formation de Scoresby Bay et des parties inférieures non spécifiées de la Formation de Parrish Glacier, et a été mise en corrélation avec les formations de Kastrup Elv et de Telt Bugt de la Washington Land (voir Peel et Christie, 1982). Les profils de la Formation de Scoresby Bay (Brunton, 1986) ont environ 450 m d'épaisseur et sont composés de dolomie, qui correspondrait surtout à la calcilutite originelle accompagnée de petites quantités d'oolites, de conglomérat intraformationnel et de grainstone bioclastique. Il convient de noter la présence locale de monticules algaires atteignant jusqu'à 6 m de largeur et 3 m de hauteur, et de brèches intraformationnelles interprétées comme étant un karst. L'intervalle d'âge de la Formation de Scoresby Bay est défini dans cette région d'après la présence d'*Olenellus praenuntius* Cowie (partie inférieure ? de la zone à *Bonnia-Olenellus*) provenant d'une unité riche en carbonates dans la partie supérieure de la Formation de Kane Basin, qu'il faut peut-être inclure dans la Formation de Scoresby Bay (Brunton, 1986), et par des trilobites de la zone à *Glossopleura*, découverts à 15-20 m au-dessus de la base de la Formation de Parrish Glacier (Thorsteinsson, 1963; Kerr, 1967, coupe 13; W.H. Fritz, communication personnelle, 1986). La partie inférieure de la Formation de Parrish Glacier se compose surtout de «calcaire aphanitique» accompagné de quantités moindres de shale gris foncé et de très petites quantités de quartzite. Les couches multicolores des niveaux les plus bas, qui rappellent la Formation de Cass Fiord, se présentent à 77 m au-dessus de la base de la Formation de Parrish Glacier, mais la corrélation entre les formations de Parrish Glacier et de Cass Fiord est encore incertaine dans cette région.

Dans la partie **sud-ouest du promontoire Judge Daly**, près de la marge du bassin marin profond, la succession est épaisse d'environ 1 200 m et se laisse subdiviser en quatre unités principales (Kerr, 1967a; Trettin, ms. inédit). Les trois unités inférieures ont été attribuées à la Formation de Scoresby Bay; la quatrième était initialement incluse dans la Formation de Parrish Glacier. De bas en haut, la lithologie et l'origine des unités peuvent être résumées comme suit:

(1) Interstratification de dolomie et de brèche de dissolution dolomitique (145 m), chaotique à sa partie inférieure et stratiforme à sa partie supérieure. On ne sait pas avec certitude si la bréchification est due à l'élimination d'évaporites interstratifiées ou à la formation de karst dans les roches carbonatées originelles.

(2) Dolomie, avec environ 10 % de mudstone calcareux (458 m). La présence d'une lamination, d'intraclastes et de structures résiduelles en «bird eyes», et d'une unité de stromatolites en forme de dômes semble indiquer que la dolomie s'est formée dans des milieux péritidaux, et principalement intertidaux.

(3) Calcaire, composé de packstone principalement à pelotes, avec peu d'intraclastes, de fragments de trilobites et de structures en «bird eyes», interstratifié avec environ 30 % de dolomie massive (349 m). Cette unité est d'origine intertidale à peut-être infratidale.

(4) Calcaire dolomitique, surtout du grainstone composé d'oolites et d'intraclastes avec de plus petites quantités de packstone à pelotes et de calcilutite (279 m). La dolomitisation partielle est liée à la présence de terriers. La sédimentation s'est produite dans un milieu de plate-forme marine, agité et peu profond.

Aucun fossile caractéristique n'a été trouvé dans cette succession. Son intervalle d'âge a été établi d'après les olenellidés de la fin du Cambrien précoce provenant de la formation sous-jacente de Kane Basin et à partir de l'âge présumé (fin du Cambrien moyen) de la base de la succession sus-jacente. L'intervalle réel est peut-être cependant plus court, les contacts supérieur et inférieur étant discordants.

Sommet du Cambrien moyen à milieu de l'Ordovicien inférieur (P3)

La base de la tranche chronostratigraphique P3 (fig. 8B-30) se situe à un niveau non spécifié de la fin du Cambrien moyen; le sommet de cette tranche se situe au début de l'Arénigien (à l'intérieur de la faune C de conodontes). Cette tranche repose en discordance stratigraphique sur les strates du Cambrien moyen ou en discordance sur les roches sédimentaires ou métamorphiques du Précambrien, et constitue un biseau d'aggradation s'apparentant à celui que présentent les strates du sommet du Cambrien inférieur et du Cambrien moyen. La limite supérieure est définie par l'apparition de calcaires construits sur la marge de la plate-forme (Formation de Bulleys Lump) et d'une vaste unité évaporitique associée, située dans la partie interne de cette plate-forme (Formation de Bauman Fiord). L'épaisseur maximale de 2567 + m a été enregistrée dans la subsurface de l'île Cornwallis, un peu au sud de la marge de la plate-forme. La tranche chronostratigraphique s'amincit vers le craton et l'épaisseur minimale enregistrée est de 64 m dans le puits de l'île Rowley.

Elle se subdivise en trois grandes unités informelles: 1) une épaisse unité inférieure à sédiments carbonatés et clastiques de milieux infratidaux à supratidaux, contenant par endroits à sa base des dépôts diachrones et probablement discontinus (P3a) d'origine non marine à marine peu profonde; 2) une unité de roches carbonatées relativement mince d'origine infratidale (P3b); et 3) une unité supérieure à sédiments carbonatés et clastiques de milieux supratidaux à infratidaux (P3c). La succession de milieux de sédimentation témoigne d'un cycle important de transgression-régression-transgression. Les relations qui existent entre les faciès semblent indiquer que la plate-forme était une rampe légèrement inclinée.

La tranche chronostratigraphique P3 est corrélative avec les parties médianes des dépôts de plate-forme stable du stade $4S_1$ situés dans l'ouest du Groenland septentrional (partie supérieure du Groupe de Ryder Gletscher et de la Formation de Permin Land), et trois importantes formations décrites ci-dessous, celles de Cass Fiord, de Cape Clay et de Castrup Elv, ont été déterminées dans cette région (Washington Land). Elle est également corrélative avec la partie supérieure des dépôts de plate-forme instable du stade $4S_2$ dans l'est du Groenland septentrional (Groupe de Tavsen Iskappe).

Unité inférieure, roches carbonatées et clastiques (P3a)

Dépôts silicoclastiques basaux

Les sédiments clastiques basaux de la tranche chronostratigraphique P3 ont été inclus dans la Formation de Parrish Glacier au centre de l'île d'Ellesmere (Kerr, 1967a, coupes 18 et 36) et dans l'unité cartographique 10a de l'île Victoria (Thorsteinsson et Tozer, 1962). Dans la partie sud de l'île d'Ellesmere, ils ont été attribués à la Formation de Fairman Point (Packard, ms. non publié). Ils sont composés d'arénites quartziques de texture mature et de teinte blanche, rouge foncé et verte, et d'une faible quantité de shales et de roches carbonatées dolomitiques bariolées de 46 à 427 m d'épaisseur. La Formation de Fairman Point est jugée d'origine marine peu profonde en raison de l'alternance régulière des roches carbonatées interstratifiées. Cette formation non fossilifère date probablement du Cambrien moyen puisqu'elle repose sur les shales de la Formation de Cape Wood à *Glossopleura* et qu'elle est sous-jacente à la formation typique de Cass Fiord dont la base daterait de la fin du Cambrien moyen (voir ci-dessous).

La formation non fossilifère de Gallery dans la partie nord de l'île de Baffin (Lemon et Blackadar, 1963), que des études antérieures jugent dater du Cambrien précoce (Trettin, 1969a, 1975), date plus vraisemblablement de la fin du Cambrien moyen ou du début du Cambrien tardif (Stewart, 1987). La formation varie entre 0 et 340 m d'épaisseur et se compose principalement de grès quartzeux à grain grossier de teinte rouge ou grise, à stratification oblique planaire et à stratification oblique en auge. L'absence de carbonates dans la plupart des grès et les directions unimodales persistantes des paléocourants dans certaines régions laissent supposer une origine principalement fluviatile, bien que la dolomie locale témoigne de la présence de strates marines peu profondes. La superposition de cartes des paléocourants et de cartes isopaques mettent en évidence la moitié occidentale d'un bassin qui plongeait vers l'est, et recevait des sédiments de sources situées au sud, à l'ouest et au nord-ouest. Si la Formation de Gallery est bien d'origine fluviatile, elle doit être plus ancienne que tout sédiment marin dans ces directions.

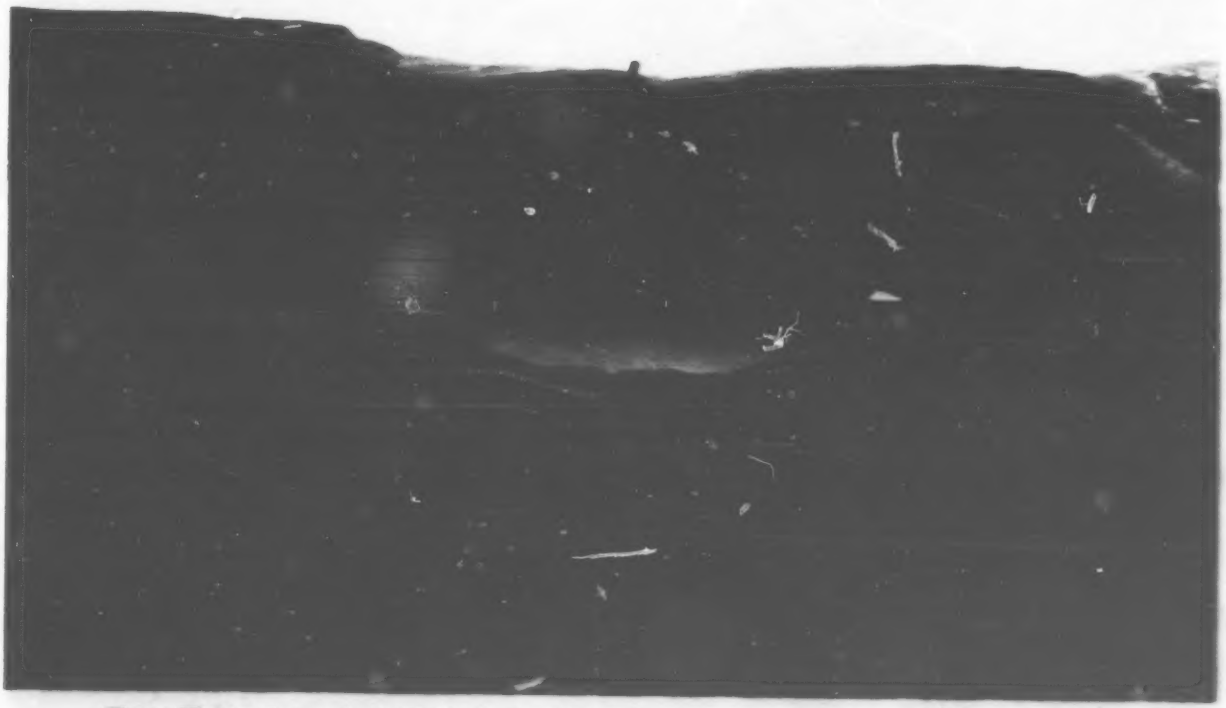


Figure 8B-11. Succession faillée du Cambro-Ordovicien, reposant sur le socle cristallin du Précambrien (P€) ($€O_{CF}$ = Formation de Cass Fiord; O_{CC} = Formation de Cape Clay; O_{CE} = Formation de Christian Elv).

Dans la presqu'île adjacente de Boothia, les 24 m inférieurs de la Formation de Turner Cliffs (antérieurement Formation de Boothia Felix; Christie, 1973) se composent d'un grès quartzeux dolomitique à grain fin portant quelques rides de plage. Ces strates marines peu profondes contenaient des trilobites de la zone à *Crepicephalus* du Dresbachien (Palmer et al., 1981).

La manifestation la plus méridionale de ces dépôts s'avère le puits M-04 Rowley du bassin de Foxe, où 20m de grès quartzeux et dolomitiques accompagnés d'un conglomérat basal à cailloux reposent entre le socle cristallin archéen et la Formation de Turner Cliffs. Un ciment carbonaté et des produits phosphatés indiquent qu'en majeure partie, l'unité est d'origine marine peu profonde. Bien qu'attribués à la Formation de Gallery, ces dépôts sont probablement plus récents que la Formation de Gallery située dans la partie nord de l'île de Baffin.

Sédiments carbonatés et clastiques

Les sédiments carbonatés et clastiques qui constituent le gros de l'unité P3a sont relativement uniformes dans tout l'est de l'Arctique, ce qui permet d'établir des corrélations lithologiques dans les régions dépourvues de fossiles. L'intervalle d'âge de ces strates est identique à celui de la Formation de Cass Fiord, c'est-à-dire fin du Cambrien moyen au début du Trémadocien. Des trilobites d'un niveau non spécifié de la fin du Cambrien moyen ont uniquement été signalés dans le nord-ouest du Groenland (Palmer et Peel, 1981) mais des trilobites datant du Dresbachien au Trempealeau et des faunes de conodontes datant du Trémadocien (faunes B et C) ont été identifiés au Canada. Les sédiments se subdivisent en un faciès principalement infratidal, formé le long de la marge nord-ouest de la plateforme, et un faciès en grande partie péritidal dans le reste de la région.

La **zone de faciès principalement infratidaux** a été identifiée surtout sur le promontoire Judge Daly (Kerr, 1967a; Trettin, ms. inédit) et à l'emplacement du puits H-40 de Central Dome dans l'île Cornwallis (Mayr, 1978). Antérieurement attribuée à certaines parties des formations de Parrish Glacier et de Copes Bay, elle est maintenant associée à la Formation de Cass Fiord. Son épaisseur est supérieure à 2176 m dans le puits de Centre Dome et atteint 727 m sur le promontoire Judge Daly, où l'on distingue deux associations lithologiques. La première, prédominante dans les 577 m inférieurs, comprend de la dolomie impure, du calcaire, du siltstone et du grès finement interstratifiés et bariolés, et une petite quantité de conglomérat à cailloux plats. La lamination plane est la structure primaire prédominante, mais une lamination ondulée, une lamination oblique (y compris des structures en chevrons et à rides asymétriques) et une lamination convolutée, des polygones de dessiccation et petites surfaces tronquées sont également présentes. Ces détails témoignent de conditions intertidales à principalement infratidales. La seconde association, prédominante dans les 150 m supérieurs, est constituée d'unités discrètes de calcaire principalement massif et de teinte gris moyen, et surtout de calcilutite et de packstone à pelotes, dont l'épaisseur peut atteindre 93 m et qui sont probablement d'origine infratidale.

La **zone de faciès péritidaux** a surtout été notée dans une région partant de la Washington Land dans le nord-ouest du Groenland (Henriksen et Peel, 1976; Palmer et Peel, 1981), passant par la presqu'île Bache (Christie, 1967) et le sud-est de l'île d'Ellesmere (Packard, ms. inédit; Packard et Mayr, ms. inédit), et aboutissant à l'île Devon (Thorsteinsson et Mayr, 1987). Elle a été cartographiée sous le nom de Formation de Cass Fiord (fig. 8B-11), et son épaisseur varie entre 170 et 488 m. La formation se subdivise en quatre membres qui peuvent être suivis dans toute cette région (fig. 8B-12). En général, le type de roche caractéristique est le conglomérat à cailloux plats qui constitue dans l'inlet Makinson 34 % des unités enregistrées et 11 % de l'épaisseur totale. Des lits et monticules de boundstone stromatolitique forment de vastes couches-repères (fig. 8B-13). D'autres types de roches bien visibles sont les séquences rythmiques composées de calcisiltite péloïdale et de marne; le gypse; l'arénite quartzique à stratification oblique en épi; et la dolosiltite massive légèrement rubanée ou bariolée. Les sédiments représentent une mosaïque complexe de dépôts formés en milieux infratidaux peu profonds à principalement péritidaux, comme des boues péloïdales infratidales et des dépôts de tempêtes (conglomérats à cailloux plats), des cordons littoraux, des îlots de boue supratidaux, des récifs algaires, des plages et des hauts-fonds à ooïdes.

Des roches semblables sont identifiées comme appartenant au membre inférieur de la Formation de Turner Cliffs dans l'île Somerset et dans la presqu'île de Boothia (Miall et Kerr, 1980; Stewart, 1987), et à la Formation de Turner Cliffs dans la partie nord-ouest de l'île de Baffin (Lemon et Blackadar, 1963; Trettin, 1969a) et dans le puits M-04 de Rowley, situé dans le bassin de Foxe (Trettin, 1975). Les épaisseurs enregistrées au sud du détroit de Lancaster décroissent de 250 m au nord à 44 m dans le puits de l'île Rowley. Les différences significatives observées avec la Formation de Cass Fiord sont l'absence de calcaire dans toute cette région et l'absence d'évaporites dans le puits de Rowley et dans (?) l'île de Baffin.

Dans les îles Victoria et Steffansson, les strates équivalentes à la zone de faciès péritidaux sont présentes dans la partie la plus basse de l'unité cartographique 10b, qui est principalement constituée de dolomie et se situe entre la fin du Cambrien moyen ou le Cambrien tardif et le Ludlowien (Thorsteinsson et Tozer, 1962). La stratigraphie de cette succession dolomitique est peu connue et n'est pas analysée dans les articles qui suivent.

Unité de roches carbonatées (P3b)

L'unité de roches carbonatées est généralement dans le prolongement de l'unité de roches carbonatées et clastiques, mais est absente du puits de l'île Rowley (voir les références citées à propos de l'unité de roches carbonatées et clastiques). Elle est constituée de calcaire bioturbé massif (calcilutite, calcaire à pelotes, grapestone) et dolomitisé à divers degré, ou de dolomie massive, tous deux habituellement accompagnés de nodules de chert. Les impuretés clastiques ne semblent importantes que sur le promontoire Judge Daly. Les roches proviennent d'une plate-forme infratidale, et il est impossible de démontrer l'existence de variations de la bathymétrie. Les épaisseurs enregistrées se situent généralement entre 70 et 125 m. L'unité renferme des conodontes de la faune C. De la partie nord-ouest du Groenland à la subsurface de l'île Cornwallis, cette unité a été cartographiée (ou explorée par des sondages) et dési-

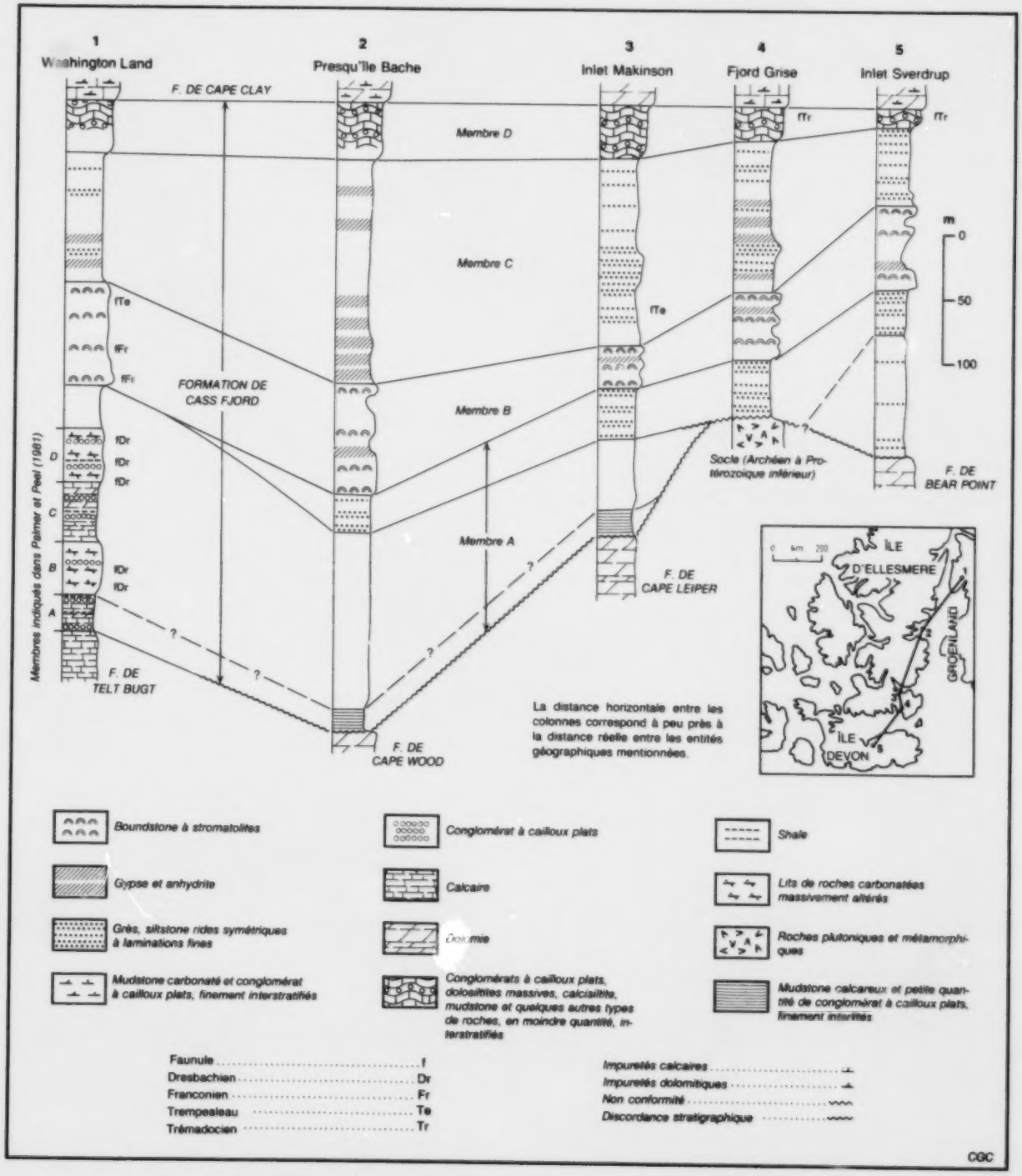


Figure 8B-12. Colonnes stratigraphiques de la Formation de Cass Fiord.

gnée du nom de Formation de Cape Clay (fig. 8B-14). Elle correspond à des parties de la formation originelle de Copes Bay dans l'est de la partie centrale de l'île d'Ellesmere; à la presque totalité du membre supérieur de la Formation de Turner Cliffs dans l'île Somerset; et probablement aussi à la partie la plus basse de la Formation de Ship Point dans le nord de l'île de Baffin. La substitution du terme de Formation de Cape Clay à ces appellations locales, dans les plus récents travaux (Mayr et al., 1980; Thorsteinsson et Mayr, 1987), simplifie le tableau stratigraphique régional.

Unité supérieure de roches carbonatées et clastiques (P3c)

Jusqu'à présent, cette unité n'a été identifiée comme une entité distincte que dans les parties centrale et méridionale de l'île d'Ellesmere, dans l'île Devon, et dans le puits H-40 de Central Dome situé dans l'île Cornwallis. Sa situation stratigraphique et quelques associations de conodontes (faune C) indiquent qu'elle date du milieu du Trémadocien. Le peu d'information disponible permet de distinguer deux lithofaciès comparables à ceux de l'unité de roches carbonatées et clastiques inférieure.

Le **lithofaciès infratidal** est bien représenté sur la marge externe de la plate-forme, à l'emplacement du promontoire Judge Daly, où il se situe entre les formations de Cape Clay et de Bulleys Lump; il est désigné informellement par le terme de «lits de Ninnis Glacier» (Trettin, ms. inédit). L'unité a à peu près 100 m d'épaisseur et consiste surtout en calcaire silteux intercalé, en dolomie et en mudstone calcareux et dolomitiques qui sont semblables à ceux du faciès adjacent de talus de la Formation de Hazen (chapitre 8C). Sont également présents des packstones, des grainstones et des conglomérats intraformationnels qui pourraient correspondre à des dépôts de tempêtes.

La **zone de faciès péritidaux** a été suivie de la partie nord-ouest du Groenland (Formation de Christian Elv; Henriksen et Peel, 1976), à travers la presqu'île Bache (unité cartographique 6, Christie, 1967) et le sud de l'île d'Ellesmere (Formation de Christian Elv; Packard, ms. inédit; Packard et Mayr, ms. inédit) jusqu'à l'île Devon (partie inférieure de la Formation de Blanley Bay; Thorsteinsson et Mayr, 1987). Dans l'inlet Makinson, elle atteint 158 m d'épaisseur, s'apparente à la Formation de Cass Fiord, et se compose de calcilutite, de conglomérats à cailloux plats, de dolosiltite laminée, de boundstone algaire à structure grumeleuse (thrombolite), de grès quartzeux à intraclastes calcaires, et de dolomie cristalline de granulométrie moyenne. Les sédiments se sont accumulés sur une slikke à circulation fermée, dans des milieux infratidaux peu profonds à supratidaux. Dans le fjord Grise (fig. 8B-14), la même unité possède 13 % de gypse et anhydrite (Packard et Mayr, 1982). En raison de la présence de ces évaporites, l'unité pourrait aussi être placée dans la tranche chronostratigraphique P4.

Dans la partie centrale de l'île d'Ellesmere, des strates équivalentes à la Formation de Christian Elv ont été pla-

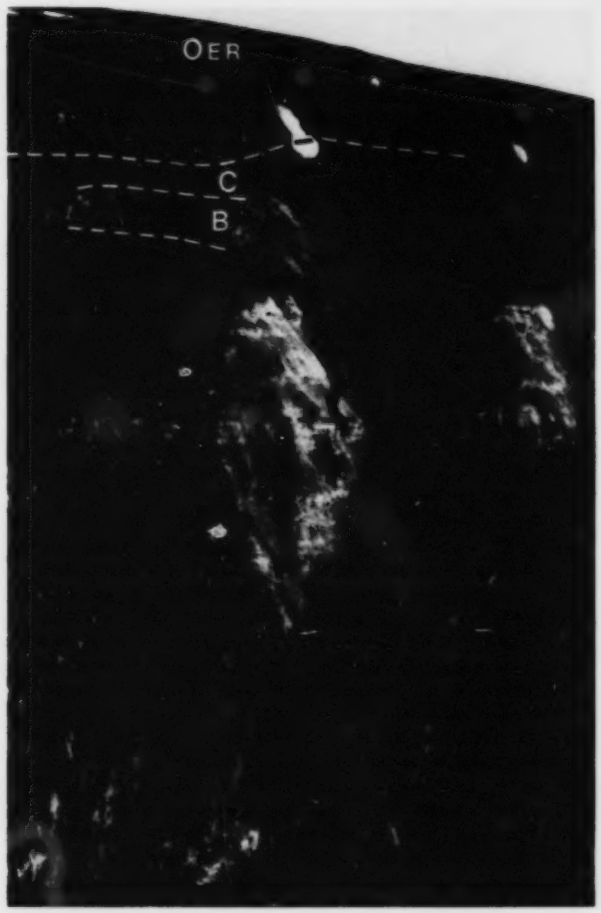


Figure 8B-14. Succession de l'Ordovicien inférieur dans le sud de l'île d'Ellesmere, près du fjord Grise (O_{CC} = Formation de Cape Clay; O_{CE} = Formation de Christian Elv; O_{BF} = Formation de Baumann Fiord; O_{ER} = Formation d'Eleanor River); la division tripartite (A, B, C) de la Formation de Baumann Fiord est facilement observable.

Figure 8B-13. Sur la côte sud de l'île d'Ellesmere, dans la Formation de Cass Fiord, groupe de monticules cryptalgaires.

cées dans la partie supérieure de la Formation de Copes Bay (Kerr, 1968).

Sommet de l'Ordovicien inférieur et base de l'Ordovicien moyen (P4)

La tranche chronostratigraphique P4 date du milieu du Trémadocien (début du Canadien; faunes C/D non différenciées) à la fin du Llanvirnien (Chazyen; faune 6 et 7 de conodontes). Le contact inférieur est généralement graduel mais probablement discordant dans le bassin Foxe. Le contact supérieur est une discordance stratigraphique en direction du craton où les faunes 8-9 et 7-9 de conodontes sont inexistantes; dans les régions de la plate-forme du côté du bassin, le contact est net, mais aucune interruption n'apparaît dans les zones à conodontes.

Trois grandes zones de sédimentation, aux limites assez instables, sont visibles dans l'archipel arctique: la bordure nord-ouest de la plate-forme, un bassin de l'intérieur de la plate-forme, et une plate-forme sud. Le bassin de l'intérieur de la plate-forme se continue jusque dans la Washington Land, dans l'ouest du Groenland septentrional (partie supérieure du stade $4S_1$ de sédimentation de plate-forme stable), mais se termine au nord-est par une plate-forme d'eau peu profonde instable (stade $4S_2$) qui a connu une phase de soulèvement et d'érosion au milieu de l'Ordovicien précoce. Le bassin de l'intérieur de la plate-forme n'est pas interprété comme un élément structural, mais comme une vaste lagune, c'est-à-dire une dépression paléobathymétrique transitoire, conséquence des différences enregistrées au niveau des vitesses de sédimentation. L'épaisseur de la tranche chronostratigraphique atteint son maximum dans la région axiale du bassin de l'intérieur de la plate-forme dépassant 2 km dans les zones de sédimentation maximale de la péninsule Bjorne et de la région des îles Bathurst et Melville. En général, la succession est surtout composée de roches carbonatées et de petites quantités de sédiments clastiques à grain fin accompagnés d'évaporites dans la région axiale du bassin de l'intérieur de la plate-forme et, de roches carbonatées sableuses et de faibles quantités de grès dans la région de la plate-forme sud.

Un aperçu de la stratigraphie fondamentale sera suivi d'une brève analyse de l'origine des évaporites.

Bordure de la plate-forme

À l'heure actuelle, la bordure de la plate-forme est surtout connue d'après le promontoire Judge Daly, situé dans la partie centre-est de l'île d'Ellesmere, où elle mesure environ 10 km de large (fig. 8C-26, coupes EB2, EB3). Les sédiments de bordure sont attribués à la Formation de Bulleys Lump, dont l'épaisseur atteint environ 1,6 km et qui est surtout constituée de roches carbonatées finement litées à principalement massives, de packstone à pelotes accompagné d'une plus petite quantité de grainstone péloïdal, de conglomérat intraformationnel, de calcilutite et de dolomie (Trettin, ms. inédit). On trouve moins souvent de la dolomie impure, du calcaire et du siltstone calcareux et dolomitique, et un peu de grès à lamination plane, à lamination oblique à petite échelle et rarement à stratification oblique en auge. La structure en «bird eyes» caractérise l'ensemble de la formation, mais est particulièrement fréquente dans les roches non laminées. La faune appauvrie consiste surtout en gastéropodes, ostracodes et quelques rares conodontes.

La bordure est sans doute également représentée par des parties de l'épaisse succession de roches carbonatées des monts Raglan dans le nord-ouest de l'île Melville, mais aucune étude à ce sujet n'a encore été menée à terme.

Bassin de l'intérieur de la plate-forme et plates-formes sud et nord-est

La stratigraphie du bassin de l'intérieur de la plate-forme et de la plate-forme sud est décrite en fonction de trois unités importantes dont les limites mutuelles légèrement diachrones correspondent aux principales subdivisions stratigraphiques établies dans la région axiale du bassin de l'intérieur de la plate-forme et les formations de Baumann Fiord, d'Eleanor River et de Bay Fiord.

Unité inférieure de roches carbonatées et évaporitiques (P4a)

Cette unité, qui comprend la Formation de Bauman Fiord et ses équivalents, date du Trémadocien moyen, puisqu'elle repose approximativement dans l'intervalle compris entre la partie supérieure de la faune C de conodontes et la partie inférieure de la faune D (fig. 8B-31).

Bassin de l'intérieur de la plate-forme

Les auteurs distinguent deux zones de faciès dans le bassin de l'intérieur de la plate-forme. Une **zone de faciès non évaporitiques** dans la partie nord-ouest du bassin affleure seulement dans la partie sud-ouest du promontoire Judge Daly (Trettin, ms. inédit). L'unité équivalente à la Formation de Bauman Fiord, qui est difficile à distinguer de la formation sous-jacente équivalente à la Formation de Christian Elv, est épaisse d'environ 200 m (elles sont toutes les deux incluses dans les lits informels de Ninnis Glacier, illustrés à la figure 8C-26). Les sédiments prédominants sont un calcaire impur, de teinte surtout gris foncé moyen (principalement une calcilutite et un packstone à pelotes) et une dolomie microcristalline qui présente une lamination plane. Cette dernière est surtout due à des variations verticales de la concentration des produits charbonneux et des impuretés argileuses, mais aussi au rapport calcite/dolomie. Ces sédiments ont probablement été mis en place par des courants de turbidité chargés de boue, générés par des tempêtes dans les régions marines peu profondes adjacentes. Il s'est probablement produit une dolomitisation, lamine par lamine, à l'interface entre le fond de la mer et les sédiments, dans des conditions variables, habituellement superhalines.

Dans l'archipel arctique, la **zone de faciès évaporitiques** est identique à la Formation de Bauman Fiord, qui affleure dans l'île d'Ellesmere (Kerr, 1968; Mossop, 1979; Packard, ms. inédit; Packard et Mayr, ms. inédit) et dans l'île Cornwallis (Thorsteinsson et Kerr, 1968; Mayr, 1978). Les épaisseurs s'échelonnent entre 184 et 500 m. Dans une grande partie de cette région, on peut distinguer trois membres, soit un membre inférieur et un membre supérieur constitués de roches carbonatées et évaporitiques, et un membre intermédiaire constitué de roches carbonatées seulement (fig. 8B-14). La Formation de Poulsen Cliff, dans la Washington Land, qui peut être

mise partiellement en corrélation avec la Formation de Bauman Fiord, est semblable à cette dernière située dans la partie centre-est de l'île d'Ellesmere (Peel et Christie, 1982).

Les roches carbonatées sont composées de calcilutite, de nature laminée à massive et à rares laminations obliques; de dolosiltite fissile, évaporitique et argileuse; de stromatolites algaires plats et en dôme; de conglomérat à cailloux plats, et de grainstone apparenté; et de brèche d'effondrement par dissolution. Elles sont d'origine infratidale peu profonde et péritidale.

Les évaporites se composent d'anhydrite massive, de gypse à albâtre; de veines de gypse fibreux, et de gypse à lamination plane, rarement oblique (fig. 8B-17).

Plate-forme sud

Cette zone sédimentaire est surtout connue dans l'île Devon où elle correspond approximativement au membre supérieur de la Formation de Blanley Bay (Thorsteinsson et Mayr, 1987). Le membre de 80 à 120 m d'épaisseur est surtout constitué d'interstratifications de dolomie et de grès à grain moyen à grossier, présentant par endroits une stratification oblique, rarement accompagné de conglomérat à cailloux plats, d'oolites sableuses, de brèches de dissolution, de shale gypsifère, de dolomie gypsifère et de gypse finement lité.

À la surface de l'île Somerset (Miall et Kerr, 1980; Stewart, 1987) et le nord de l'île de Baffin (Trettin, 1969a), les niveaux équivalents à la Formation de Bauman Fiord n'ont pas été distingués des niveaux équivalents à la Formation d'Eleanor River et ont été cartographiés collectivement de façon à former la Formation de Ship Point, mais il paraît possible d'effectuer, en subsurface, la distinction entre les deux (Mayr, 1978; Mayr et al., 1980). Les strates sont constituées de dolomie, de dolomie sableuse et de grès quartzeux et dolomitique, accompagnés de très peu d'anydrite dans les échantillons provenant de la subsurface.

Dans le puits Rowley M-04 du bassin de Foxe, les 18,5 m inférieurs de la Formation de Ship Point (membre A) sont composés de grès quartzeux et dolomitique et de dolomie sableuse (Trettin, 1975). L'unité contient des conodontes (d'âge arénigien selon une identification antérieure) qui permet d'établir une corrélation soit avec la Formation de Bauman Fiord, soit avec la Formation sous-jacente d'Eleanor River.

L'île Victoria faisait également partie de la plate-forme sud puisque les évaporites en sont absentes, mais les unités équivalentes aux formations de Bauman Fiord, d'Eleanor River et de Bay Fiord n'ont pas encore été identifiées dans la succession dolomitique du Cambrien moyen au Ludlowien de cette île (unité cartographique 10b de Thorsteinsson et Tozer, 1962).

Plate-forme nord-est

Dans les secteurs de la Warming Land et de la Nares Land, situés au centre du Groenland septentrional, les formations équivalentes à la Formation de Bauman Fiord sont constituées de dolomie d'eau peu profonde à péritidale incluse dans la partie médiane de la Formation de Warming Land (chapitre 7).

Unité de roches carbonatées (P4b)

Cette unité qui coïncide avec la Formation d'Eleanor River et ses équivalents se situe entre la fin du Trémadocien et l'Arénigien (faunes de conodontes D à 1 ou 2).

Bassin de l'intérieur de la plate-forme

La Formation d'Eleanor River affleure dans l'île d'Ellesmere (fig. 8B-14, 8B-15; Kerr, 1968; Packard, ms. inédit; Packard et Mayr, ms. inédit; Trettin, ms. inédit), dans l'île Devon (Thorsteinsson et Mayr, 1987), et dans l'île Cornwallis (Thorsteinsson et Kerr, 1968) et a été explorée au moyen de plusieurs puits dans l'île Melville (Fox, 1985). Les épaisseurs qui y ont été enregistrées sont de l'ordre de 150 à 1000 m et sont maximales dans la région axiale du bassin de l'intérieur de la plate-forme. La formation se compose d'une variété considérable de types de calcaire, de plus petites quantités de dolomie et de quantités infimes d'anhydrite. Les calcaires infratidaux typiques sont bioturbés et dolomitiques, de teinte gris moyen, et contiennent des quantités variables de matériel squelettique et de coprolites. Des calcaires et des dolomies gris foncé à lamination plane, comparables à ceux de la formation équivalente à celle de Bauman Fiord, et présents dans la partie nord du bassin de l'intérieur de la plate-forme (fig. 8C-26, coupe EB4), proviennent également de milieux infratidaux situés sous le niveau de base des vagues. Des conditions infratidales peu profondes et intertidales sont indiquées par des conglomérats intraformationnels et par des calcaires stromatolitiques tous deux moins abondants. En général, la stratigraphie de la Formation d'Eleanor River indique des fluctuations de la profondeur marine entre les niveaux intertidaux et principalement infratidaux, et un milieu marin le plus souvent a circulation libre.

Plate-forme sud

Dans l'île Somerset et le nord de l'île de Baffin, les strates en corrélation avec la Formation d'Eleanor River ont été incluses dans la partie supérieure de la Formation de Ship Point, composée en grande partie de dolomie et de dolomie

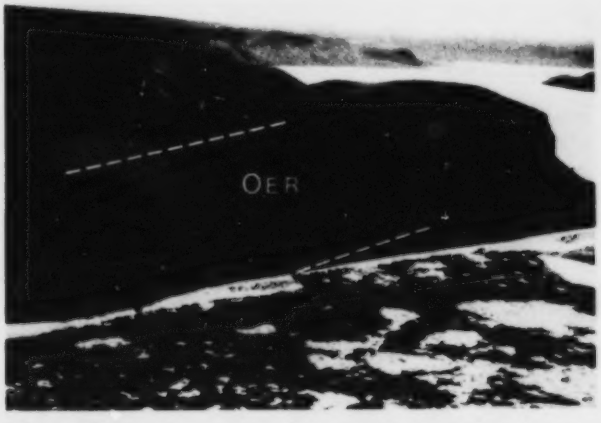


Figure 8B-15. Formations d'Eleanor River (O_{ER}) et de Bay Fiord (O_{CB}), dans l'inlet Makinson de la partie sud-est de l'île d'Ellesmere.

sableuse accompagnées de très peu d'anhydrite en subsurface (Mayr, 1978; Miall et Kerr, 1980). Les stromatolites, les conglomérats intraformationnels et les rares oolites indiquent qu'au moins une partie de l'unité s'est accumulée dans des milieux marins peu profonds.

Dans le bassin de Foxe, l'unité comprend soit la Formation de Ship Point au complet, soit ses parties intermédiaire et supérieure (membre B). Dans le puits de l'île Rowley, le membre B a 84 m d'épaisseur et se compose surtout de dolomie bioturbée accompagnée de nombreux conglomérats à cailloux plats et de petites quantités de siltstone et grès dolomitiques et de chert secondaire (Trettin, 1975).

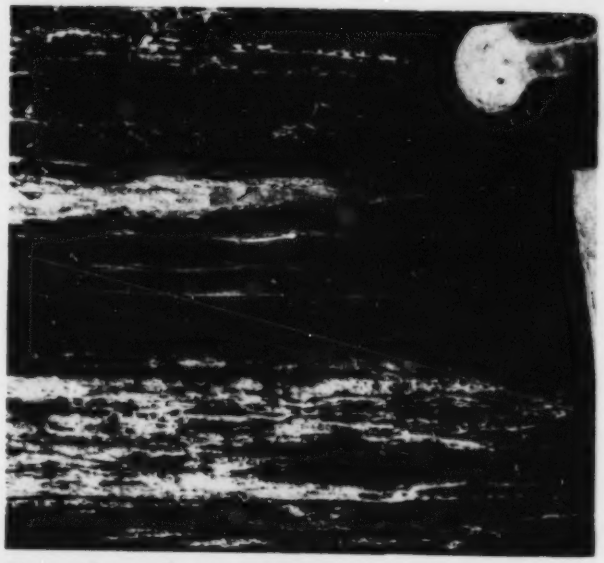


Figure 8B-17. Évaporite détritique et dolomie contenant des rides à lamination oblique, observée dans la Formation de Baumann Fiord (fjord Muskox, dans le sud de l'île d'Ellesmere).

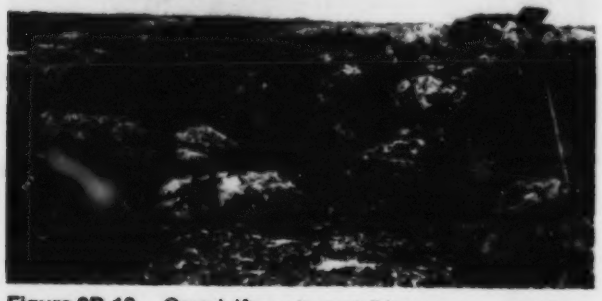


Figure 8B-18. Grand dôme stromatolitique au sommet d'un monticule de roches carbonatées d'âge ordovicien, dans la partie nord-est de la presqu'île Melville.

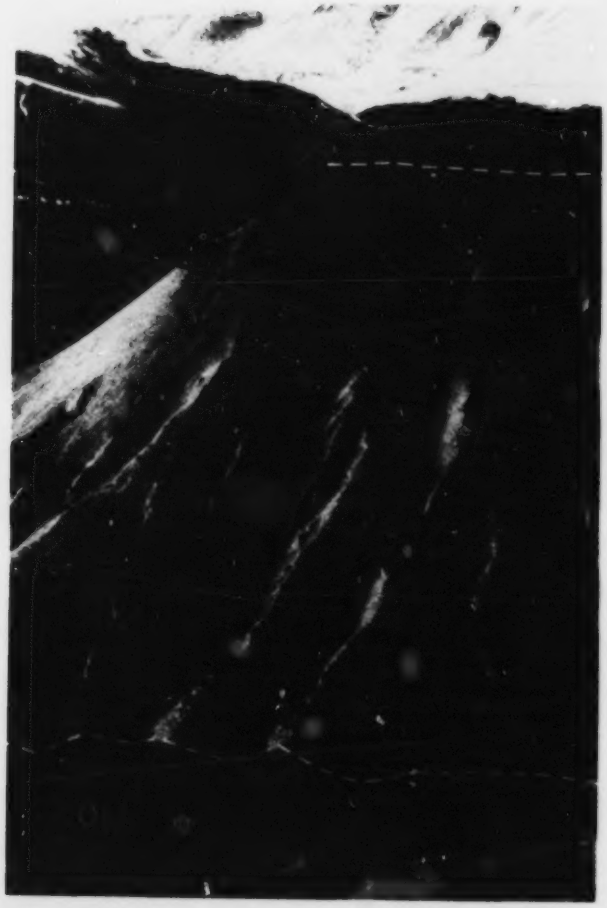


Figure 8B-16. Succession de l'Ordovicien moyen dans le sud de l'île d'Ellesmere, près du fjord Grise (O_{ER} = Formation d'Eleanor River; O_{CB} = Formation de Bay Fiord; O_{CT} = Formation de Thumb Mountain); la Formation de Bay Fiord se subdivise en trois membres (A, B et C).

Plate-forme nord-est

Cette région était dominée par des dolomies marines peu profondes ou péritidales, attribuées à la partie supérieure de la Formation de Warming Land et à la Formation de Steensby Gletscher dans la région de la Warming Land et de la Nares Land, et à des parties de la Formation de Wandel Valley dans la région de la Peary Land (chapitre 7).

Unité supérieure de roches carbonatées et évaporitiques (P4c)

Bassin de l'intérieur de la plate-forme

Au début de l'Ordovicien moyen, le bassin était plus large au sud, et englobait l'île Somerset et le nord de l'île de Baffin (fig. 8B-32). Les dépôts ont surtout été attribués à la Formation de Bay Fiord, mais également au membre A de la Formation de Baillargé dans le nord de l'île de Baffin

(Trettin, 1969a). La Formation de Bay Fiord se situe approximativement entre la fin de l'Arénigien et la toute fin du Llanvirnien (du tout début du Whiterockien au Chazyen; faunes de conodontes 2 à 6/7) et affleure dans les parties centrale et méridionale de l'île d'Ellesmere (Kerr, 1968; Packard, ms. inédit; Packard et Mayr, ms. inédit; Trettin, ms. inédit), dans l'île Devon (Morrow et Kerr, 1977; Thorsteinsson et Mayr, 1987), dans l'île Cornwallis (Thorsteinsson et Kerr, 1968), dans l'île Somerset (Miall et Kerr, 1980) et dans l'île Bathurst (Kerr, 1974). Des renseignements relatifs à la subsurface de cette région ont été publiés par Mayr et d'autres (Mayr, 1978, 1980; Mayr et al, 1978, 1980). La formation se présente également dans la subsurface de l'île Melville (Fox, 1985). Les épaisseurs enregistrées en surface sont de 43,5 m dans l'île Somerset à 640 m dans l'île d'Ellesmere. L'unité se compose de deux lithofaciès principaux de roches carbonatées avec ou sans évaporites.

Le lithofaciès prédominant se compose de dolomie impure laminée et d'une faible quantité de mudstone dolomitique. La dolomie est de teinte gris moyen à gris foncé moyen, cryptocristalline, à très finement cristalline, mais surtout microcristalline et contient des quantités variables de matériel calcareux et silicoclastique, en grande partie de la dimension d'un silt. La lamination plane ou légèrement ondulée est la structure primaire prédominante, mais on rencontre également une microlamination oblique. Ce lithofaciès est attribué à des dépôts de turbidites générées par des tempêtes, suivis d'une dolomitisation pénécontemporaine survenue dans des conditions superhalines.

Un lithofaciès moins répandu est constitué de dolomies finement litées à massives et de calcaires dolomitiques qui sont généralement bioturbés et qui contiennent, par endroits, une abondance de matériaux bioclastiques. Ces dépôts paraissent de type infratidal de milieu marin à circulation libre. Sur le plan stratigraphique, ils semblent former un membre intermédiaire distinct, bien que mince, de la Formation de Bay Fiord dans certaines parties des îles d'Ellesmere (fig. 8B-16) et Devon.

Les évaporites exposées en surface sont entièrement composées de sulfates de calcium, généralement de l'anhydrite accompagnée de nodules ou de veines de gypse secondaire. Elles se présentent surtout sous forme de lits minces, épais ou massifs (jusqu'à 27 m d'épaisseur dans l'île Devon) avec ou sans lamination interne plane. La présence de halite n'a été signalée que dans la subsurface des îles Bathurst et Melville. Sur le plan stratigraphique, les évaporites sont surtout abondantes dans la partie inférieure de la formation et disparaissent vers le sommet. Dans l'île d'Ellesmere, ces dépôts semblent former une série de lentilles étroites et discontinues au sein de la partie axiale du bassin de l'intérieur de la plate-forme. Un sous-bassin plus long et plus large existe dans la partie est de l'île Melville, dans les îles Bathurst et Cornwallis et dans l'extrême nord-ouest de l'île Devon (Daae et Rutgers, 1975, fig. 4).

Dans l'ouest et le centre du Groenland septentrional (de la Washington Land à la Nares Land), des niveaux équivalents à la Formation de Bay Fiord ont été placés dans la Formation de Cape Webster, principalement composée de dolomie accompagnée, par endroits, de lentilles d'évaporites et de brèches de dissolution. On les a provisoirement représentés à la figure 8B-32 comme étant des éléments du bassin de l'intérieur de la plate-forme, mais ils se sont peut-être formés dans des milieux moins profonds que les sédiments de l'archipel arctique.

Plate-forme sud

La plate-forme sud n'est représentée que par le sommet de la Formation de Ship Point, où on a trouvé les conodontes de la faune 4 (Barnes dans Trettin, 1975). Les strates sont constituées de dolomie bioturbée, contenant par endroits des restes de fossiles benthiques et un conglomérat dolomitique à cailloux plats.

Plate-forme nord-est

Dans la Peary Land, la Formation de Wandel Valley, qui est comprise entre la fin de l'Ordovicien précoce et le début de l'Ordovicien moyen recouvre en discordance stratigraphique les formations du Cambrien à l'Ordovicien inférieur. Les parties centrale et supérieure de cette unité semblent être corrélables avec les formations de Cape Webster et de Bay Fiord. La Formation de Wandel Valley se compose de dolomie et d'une petite quantité de calcaire, et présente de nombreux éléments caractéristiques d'une émersion (chapitre 7).

Origine des évaporites

L'origine du sulfate de calcium est difficile à établir en raison d'une recristallisation pénétrative en gypse secondaire. Mossop (1979) a interprété les évaporites de la Formation de Bauman Fiord comme étant des dépôts de sebkha (supratidaux), alors que Packard (ms. inédit) les considère comme étant des dépôts subaquatiques formés dans un vaste bassin salin, peu profond et peut-être segmenté en sous-bassins. La même interprétation est appliquée ici à la Formation de Bay Fiord.

Quelques indices sont fournis par l'examen des évaporites elles-mêmes: 1) l'extrême épaisseur des unités individuelles de sulfate de calcium (souvent supérieure à 10 m); 2) la grande extension latérale des dépôts; 3) la fréquente présence d'une lamination surtout plane (voir Warren et Kendall, 1985), dont l'origine primaire est décelable grâce à la conservation locale d'une lamination oblique secondaire associée (fig. 8B-17). En outre, au moins les strates de roches carbonatées associées aux évaporites de la Formation de Bay Fiord sont de toute evidence d'origine infratidale.

Puisque l'apparition de vastes dépôts d'évaporites coïncide avec le développement d'une bordure de plate-forme sur le promontoire Judge Daly, il est probable que les conditions superhalines ont été causées par cette barrière. Les phases évaporitiques du bassin représentent sans doute des périodes pendant lesquelles la bordure de la plate-forme était relativement étendue et continue, et les phases de sédimentation de roches carbonatées normales, des périodes au cours desquelles la bordure était plutôt discontinue.

Ordovicien moyen et supérieur (P5)

La tranche chronostratigraphique P5 (fig. 8B-33) date du début du Llanvirnien à l'Ashgillien moyen (de la fin du Whiterockien à la fin du Richmondien; faunes de conodontes

6/7 à 12), et correspond à la partie inférieure des dépôts de plate-forme stable du stade $5S_1$ du Groenland septentrional. Les deux contacts, supérieur et inférieur, sont séparés par des discordances stratigraphiques. Le hiatus inférieur comprend les faunes de conodontes 8 et 9 dans l'île Devon mais s'amincit ou disparaît vers le nord-ouest (Thorsteinsson et Mayr, 1987); il se rétrécit aussi dans le bassin de Foxe et dans la presqu'île Melville. Parmi les indices d'une discordance stratigraphique à la limite entre l'Ordovicien et le Silurien, il faut noter l'absence apparente de la faune 13 de conodontes, et de conodontes et de macrofossiles du début du Llandovérien, de même que des indices locaux d'érosion (Mirza, 1976; Thorsteinsson et Mayr, 1987).

Deux importants processus ont entraîné des changements fondamentaux dans le régime sédimentaire. Le premier est une hausse marquée du niveau de la mer qui a causé une grande transgression pendant laquelle la majeure partie du continent a été finalement submergée. Par conséquent, la région se trouvait le plus souvent sous le niveau de base des vagues de beau temps.

Le second processus a été la subsidence accélérée des parties externes de la plate-forme, qui pendant cet intervalle s'est surtout manifestée par un recul de la marge de la Plate-forme dans l'est des îles Melville et Bathurst, dans le nord de l'île Cornwallis, et dans la partie centre-ouest de l'île d'Ellesmere, où des sédiments d'eau profonde se sont accumulés dans une vaste baie (voir ci-dessous).

Un faciès de roches carbonatées de plate-forme, principalement infratidal, a recouvert la partie restante de la plate-forme franklinienne et toute la Plate-forme de l'Arctique. Sa lithologie est assez uniforme, tout aussi en direction horizontale que verticale. Trois unités principales ont été identifiée dans l'île d'Ellesmere (Kerr, 1974), dans l'île Devon (Morrow et Kerr, 1977; Thorsteinsson et Mayr, 1987), dans l'île Cornwallis (Thorsteinsson et Kerr, 1968), dans l'île Bathurst (Kerr, 1974), dans l'île Somerset et dans la presqu'île de Boothia (Miall et Kerr, 1980; Stewart, 1987).

La **Formation de Thumb Mountain**, comprise entre le tout début du Llanderlien et le tout début de l'Ashgillien (du Chazyen à l'Édénien moyen) et corrélable avec les formations de Gonioceras Bay et de Troedsson Cliff de la Washington Land et avec la partie inférieure de la Formation de Børglum River de la Peary Land (Peel et Christie, 1982), se compose de packstone squelettique contenant de nombreux terriers, ainsi que de wackestone ou de packstone à pelotes et de calcilutite; en outre, la proportion de matériel squelettique augmente dans les strates supérieures. Aux endroits où la formation est entièrement représentée, elle atteint 300 à 400 m d'épaisseur, et sa partie inférieure montre des éléments caractéristiques d'un milieu d'eau peu profonde comme des structures en «bird eyes» et des dolomies laminées. Sa partie inférieure est absente dans certaines parties de la Plate-forme de l'Arctique, où des strates infratidales reposent en discordance stratigraphique sur la Formation de Bay Fiord ou ses équivalents.

La Formation de Thumb Mountain est recouverte, généralement en concordance, par la **Formation d'Irene Bay**, qui dans la majeure partie de la région consiste en une unité mince (± 50 m) de calcaire nodulaire et shale gris verdâtre accompagnés des fossiles variés et abondants de la «faune ordovicienne de l'Arctique». La composante la plus ancienne de cette faune, désignée du nom de faune de Red River (d'après la Formation de Red River au Manitoba) est également présente dans la Formation de Thumb Mountain; et la composante la plus jeune, connue sous le nom de faune à *Thaerodonta-Bighornia*, est présente dans la partie inférieure de la formation d'Allen Bay, mais en moindre abondance. La Formation d'Irene Bay est corrélable avec celle de Cape Calhoun située dans la Washington Land et avec le sommet de la partie intermédiaire de la Formation de Børglum River située dans la Peary Land (Peel et Christie, 1982). Dans les îles Somerset et Devon, des discordances stratigraphiques sont présentes à la base de la Formation d'Irene Bay et à l'intérieur même de cette formation, mais leur importance paléogéographique n'est pas évidente (Stewart, 1987; Thorsteinsson et Mayr, 1987). Sur la bordure de la plate-forme, à l'emplacement du promontoire Judge Daly, la formation a environ 100 m d'épaisseur et consiste en wackestone squelettique dépourvue de shale.

La Formation d'Irene Bay est recouverte par le membre inférieur de la **Formation d'Allen Bay** ou ses équivalents, avec lequel elle partage un contact généralement graduel. L'unité est semblable à la formation supérieure de Thumb Mountain mais contient davantage de stromatoporoïdés, et elle est dolomitisée par endroits. La partie inférieure de la formation d'Allen Bay a été mise en corrélation avec la Formation d'Aleqatsiak Fiord située dans la Washington Land et avec le sommet de la Formation de Børglum River située dans la Peary Land.

Dans la partie nord-ouest de l'île de Baffin, toute la tranche chronostratigraphique est comprise dans le membre B de la **Formation de Baillargé**, qui se prolonge dans le Llandovérien. Les équivalents des formations de Thumb Mountain et d'Irene Bay et du niveau inférieur de la Formation d'Allen Bay sont identifiables dans les falaises littorales de la presqu'île Brodeur (Trettin, 1969a; 1975).

Plus au sud, dans le bassin de Foxe, la tranche chronostratigraphique est constituée d'environ 200 m de wackestone calcareux squelettique, dolomitique et bioturbé, approximativement compris entre le début du Caradocien et la fin de l'Ashgillien (entre le Blackrivérien et le Richmondien).

Dans la presqu'île Melville (Trettin, 1975; Bolton et al., 1977), les strates supérieures de l'Ordovicien moyen, équivalentes au Groupe de Bad Cache Rapids de la plate-forme d'Hudson, sont recouvertes par une unité récifale non dénommée et d'âge incertain, compris entre la fin de l'Ordovicien moyen et l'Ordovicien tardif. Les monticules identifiés, approximativement 23, de 300 à 1500 m de diamètre et au maximum d'environ 30 m de hauteur, sont composés de calcaire et dolomie microcristallins. De grands stromatolites en forme de dôme (fig. 8B-18) et des coraux favositidés ont été identifiés par endroits comme étant des organismes constructeurs de récifs, mais en majeure partie, les récifs sont d'origine algaire incertaine. Les zones interrécifales sont constituées de calcaire et de dolomie laminés accompagnés de vestiges de tapis d'algues.

Silurien et Dévonien inférieur (P6)

La tranche chronostratigraphique P6 comprend toutes les strates du Silurien et du Dévonien inférieur. Sa base est la discordance stratigraphique située à la limite entre

l'Ordovicien et le Silurien mentionnée ci-dessus, et son sommet coïncide approximativement avec la base du prisme de sédiments clastique du Dévonien moyen et supérieur (chapitre 10).

La sédimentation de roches carbonatées de plate-forme, qui a été dans une certaine mesure régie par les variations eustatiques du niveau de la mer, s'est poursuivie dans une bonne partie de la région comme par le passé, mais la paléogéographie a été rendue complexe par quatre événements différents: 1) l'affaissement continu des parties externes de la Plate-forme franklinienne (accompagné de la formation de calcaires construits), qui a influencé à ce moment-là des parties de l'île d'Ellesmere et de l'île Devon (voir ci-dessous); 2) l'activité du soulèvement de Boothia, entre la fin du Ludlowien et le Praguien ou le début de l'Emsien; et 3) l'activité du soulèvement d'Inglefield pendant le Praguien et le début de l'Emsien. On analysera d'abord la sédimentation dans la région principale de la plate-forme, puis on étudiera les sédiments clastiques produits par les soulèvements de Boothia et d'Inglefield et provenant peut-être d'autres sources.

Sédimentation dans la région principale de la plate-forme

La sédimentation carbonatée a dominé aux endroits de la plate-forme qui n'ont été touchés ni par les soulèvements de Boothia et d'Inglefield ni par la subsidence accélérée de la plate-forme externe. La succession de roches carbonatée du Silurien au Dévonien inférieur se laisse subdiviser en trois unités principales (P6a, P6b, P6c), qui sont plus ou moins nettement séparées par des lentilles de sédiments clastiques d'eau profonde ou syntectoniques.

Unité inférieure de roches carbonatées (P6a)

L'unité inférieure de roches carbonatées comprend, de bas en haut, les deux membres supérieurs de la Formation d'Allen Bay (ou leurs équivalents), et les formations de Cape Storm, de Douro et de Barlow Inlet. Bien que ces unités occupent probablement de grandes étendues, elles ne sont bien connues que dans la partie centrale de l'archipel arctique (îles Cornwallis, Somerset, Devon, Prince of Wales et sud de l'île d'Ellesmere) où elles ont été principalement étudiées par Thorsteinsson (1958, 1980), Jones (1974), Morrow et Kerr (1977), Narbonne (1981), Mortensen (1985), Packard (1985) et Thorsteinsson et Mayr (1987). Des unités équivalentes ont été signalées dans des affleurements ou dans des puits de la région des îles Victoria, Banks et Stefansson (Thorsteinsson et Tozer, 1962; Miall, 1976; Mayr et al., 1980). Dans le centre de l'île d'Ellesmere, elles ont été habituellement incluses dans les formations non subdivisées d'Allen Bay et de Read Bay (McGill, 1974; Kerr, 1976). Des formations équivalentes situées dans le nord du Groenland, et attribuées au stade 6A, comprennent la partie supérieure de la Formation de Turesø et les formations d'Ymers Gletscher, d'Odins Fiord et de Samuelson Høj.

L'intervalle d'âge, la profondeur estimée de l'eau et l'architecture de la plate-forme caractérisant ces unités sont illustrées à la figure 8B-19 et analysées plus en détail ci-dessous. Les variations cycliques de la profondeur de l'eau sont interrompues par trois évènements. L'évènement 1, à la limite entre l'Ordovicien et le Silurien, représente un abaissement eustatique du niveau de la mer probablement lié à une glaciation survenue au Sahara (McClure, 1978), mais il coïncide également avec le passage d'une architecture de rampe à celle d'une plate-forme abritée. L'évènement 2 est une discordance stratigraphique locale, interprétée par Kerr (1977) comme la faible phase initiale de l'orogenèse de Cornwallis. L'évènement 3 est marqué par une variation généralisée et brusque des lithofaciès, qui indique dans les îles Somerset et Cornwallis (c.-à-d. aux environs du soulèvement de Boothia) un soulèvement d'un niveau infratidal à un niveau péritidal et, dans le nord-ouest de l'île Devon et le sud de l'île d'Ellesmere, une subsidence à un milieu de «bassin à faible remplissage sédimentaire». Par conséquent, seuls 200 à 300 m de sédiments argileux et carbonatés se sont accumulés dans cette dernière région, probablement dans des milieux de talus continental, alors que 1300 m de roches carbonatées d'eau peu profonde s'accumulaient dans la première région. Ceci coïncide avec le soulèvement de Boothia dans la région au sud du détroit de Barrow, et lui est de toute évidence associé (Packard, 1985).

Ensemble, les deux membres supérieurs de la **Formation d'Allen Bay** (fig. 8B-20) sont compris entre le Llandovérien moyen (zone à *kentuckyensis*) et la fin du Wenlockien ou début du Ludlowien (zone supérieure à *sagitta*) et ont 520 m et 600 m d'épaisseur respectivement dans l'île Devon et dans la partie sud de l'île d'Ellesmere (fig. 8B-34; Mayr, 1974; Sodero et Habson, 1979; Thorsteinsson et Mayr, 1987; Packard et Mayr, ms. inédit). Dans l'île Devon, le membre moyen est constitué de dolomie massive et laminée; le membre supérieur, d'hémicyclothèmes à granoclassement normal dans lesquels des grainstones, composés de paquets de boue etc., sont suivis de dolosiltite de teinte claire. Les unités ont été mises en place sur une vaste plate-forme abritée et peu profonde, dont la partie externe comprenait probablement des îles de sebkha (c'est-à-dire des milieux supratidaux, semi-arides à arides). À l'origine, la partie intérieure de la plate-forme avait un caractère de mer à circulation libre avec d'abondants biotes sténohalins (de faible tolérance aux variations de la salinité) et un grand nombre de récifs isolés à stromatoporoïdés. Avec le temps, un milieu marin à circulation plus restreinte a prévalu (membre supérieur) et la partie intérieure de la plate-forme a été occupée par des estrans, des chenaux et des lagunes protégées.

Un faciès équivalent à la partie médiane et supérieure de la Formation d'Allen Bay, et qui comprend du gypse et de l'anhydrite dans l'île Somerset (Mayr, 1978; Reinson, 1978; Miall et Kerr, 1980; Stewart, 1987) et des brèches de dissolution dans l'île de Baffin (Trettin, 1969a), a été identifié sur carte comme étant la **Formation de Cape Crauford**. Dans l'île Somerset, l'unité a environ 579 m d'épaisseur et est surtout constituée de dolomie (y compris de roches stromatolitiques et de conglomérats intraformationnels) et de plus petites quantités de calcaire dolomitique et de gypse et anhydrite finement interstratifiés. Le gypse et l'anhydrite apparaissent dans des cycles à roches carbonatées et évaporitiques qui ont été interprétés comme le produit d'une progradation répétée le long d'une ligne de rivage en subsidence séparant une lagune d'une sebkha (Reinson, 1978). Dans l'île de Baffin, des brèches stratiformes et en colonnes (toutes composées de fragments de roches carbonatées) sont présentes dans les dolomies et les calcaires corrélatifs. L'origine des brèches

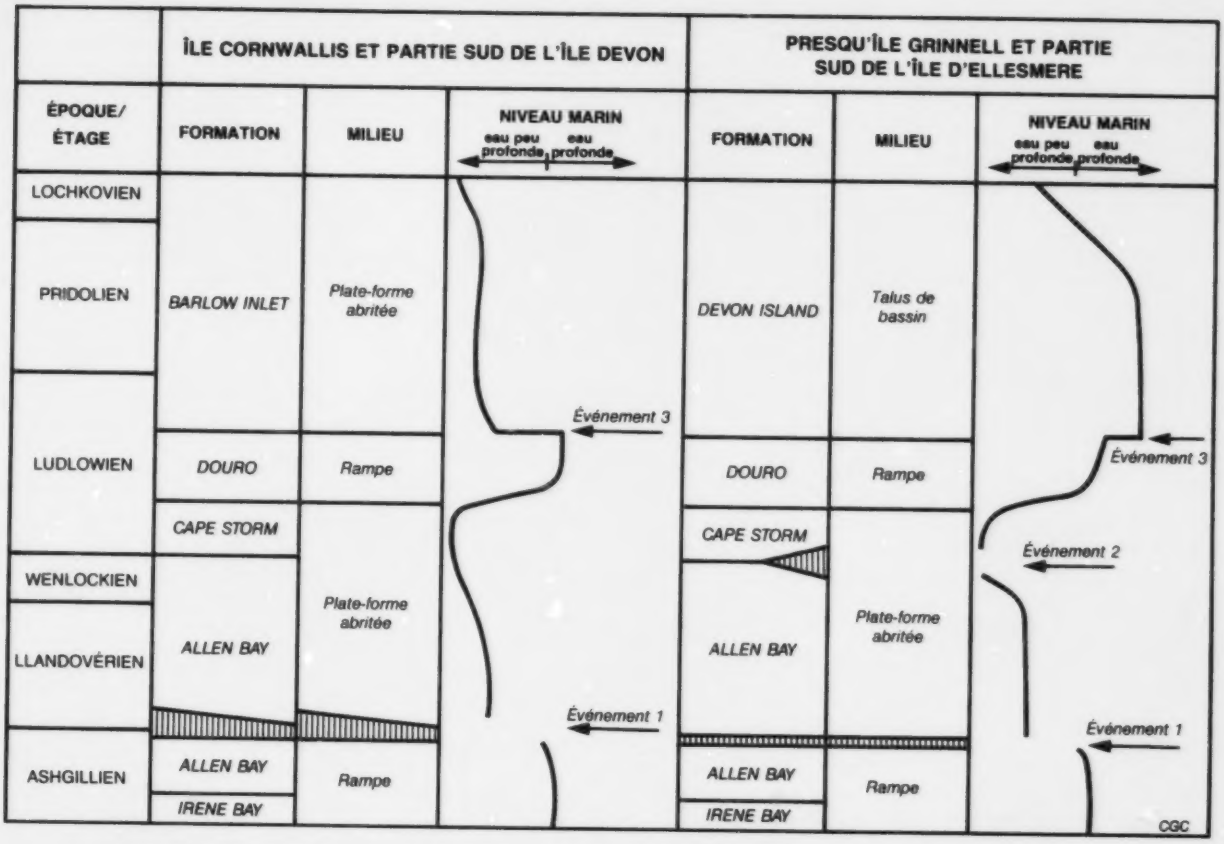


Figure 8B-19. Variations du niveau marin au Silurien, sur un territoire allant de l'île Cornwallis à la partie sud de l'île Devon.

stratiformes a été attribuée à la dissolution d'évaporites interstratifiées (Trettin, 1969a) ou à l'élimination du calcaire, sous une discordance stratigraphique existant au sein de la formation, par des processus karstiques (Nentwich et Jones, 1985).

Dans le bassin de Foxe (Trettin, 1975), seules les strates du milieu et de la fin du Llandovérien sont conservées. La partie inférieure de la succession est épaisse de 137 m dans le puits Rowley; l'épaisseur des parties restantes ne peut être évaluée, puisqu'il n'y a pas de relief. Les strates sont surtout constituées de calcaire dolomitique et de dolomie avec quelques traces de grès quartzeux et feldspathique, et représentent des milieux infratidaux et péritidaux. Les roches caractéristiques sont les suivantes: calcaire dolomitique (wackestone calcareux) accompagné d'une abondance de brachiopodes et de coraux; calcaire à pelotes; dolomie à grains enrobés; dolomie stromatolitique, et conglomérat dolomitique à cailloux plats. Une brèche stratifiée pourrait être un vestige d'évaporites. Les strates sont surtout corrélatives avec la Formation de Severn River et peut-être également avec la Formation d'Ekwan River de la plate-forme d'Hudson (voir Norford, 1971).

La **Formation de Cape Storm** (fig. 8B-20; Kerr, 1975) est une unité occupant de vastes étendues habituellement identifiées depuis la région du fjord Vendom dans la partie centre-sud de l'île d'Ellesmere, en traversant l'île Prince of Wales (Mortensen, 1985) et la presqu'île de Boothia, jusqu'à la subsurface de l'île Victoria (Mayr et al., 1980). Elle varie en épaisseur de 120 à 600 m et a été redéfinie (Packard et Mayr, ms. inédit) de façon à inclure seulement les strates datant du début du Ludlowien (partie inférieure de la zone à *siluricus*). La formation est surtout constituée de dolosiltite silteuse et de siltstone quartzeux dolomitique. Les structures sédimentaires (polygones de dessiccation, rides de plage, petits chenaux, litage oblique), la rareté des macrofossiles et la présence de petits dômes stromatolitiques semblent indiquer un milieu de sédimentation principalement intertidal. Dans l'île Cornwallis, le bord de la plate-forme est caractérisé par une dolomie massive à druses et récifale (?) (Sodero et Hobson, 1979) et dans la presqu'île Grinnell, par des dépôts intraclastiques de hauts-fonds (Morrow et Kerr, 1977).

La **Formation de Douro** (fig. 8B-21, 8B-22) est épaisse de 97 à 460 m et remonte à la fin du Ludlowien (partie supérieure de la zone à *siluricus*; Thorsteinsson, 1980). Elle se compose de calcaire argileux et blocailleux (Jones et al., 1979), de roches carbonatées, dolomitiques et tachetées, de shale calcareux, et de calcosiltite à lits onduleux. Des monticules de boue constitués de micrite, de spongiaires lithistidés et, moins fréquemment, de coraux

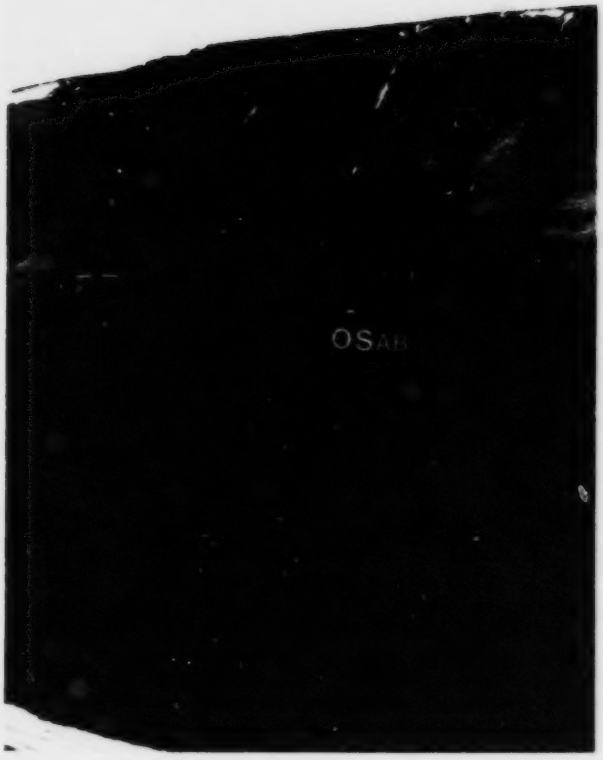


Figure 8B-20. Formations d'Allen Bay (OSAB) et de Cape Storm (SCS), observées dans le fjord South Cape, dans le sud de l'île d'Ellesmere.

Figures 8B-21. Formations de Douro (SDO), de Devon Island (SDDO) et de Goose Fiord (DGF); la photo a été prise dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere, aux environs du fjord Muskox, près du stratotype de la Formation de Cape Storm.

et de stromatoporoïdés, dominent dans les îles Griffith et Somerset. La faune coquillière, qui se subdivise en un biofaciès à brachiopodes et un biofaciès à brachiopodes et coraux, est dominée par un seul genre de brachiopode, *Atrypoidea* (Narbonne et Dixon, 1982). La Formation de Douro représente des dépôts d'une rampe de roches carbonatées allant d'un milieu peu profond à un milieu infratidal profond. Les calcaires blocailleux passent à des calcilutites de talus de bassin et à des shales sans zones apparentes de faciès intermédiaires d'énergie élevée (par ex. des hauts-fonds ou des récifs oolitiques). Les monticules de boue se sont formés dans les parties les plus profondes de la rampe.

La **Formation de Barlow Inlet** (fig. 8B-22) est actuellement cartographiée dans les îles Cornwallis, Devon et Griffith (Thorsteinsson, 1980; Packard, 1985), et les strates équivalentes sont incontestablement comprises dans la succession non subdivisée d'Allen Bay et Read Bay qui affleure à travers la partie centre-sud de l'île d'Ellesmere et apparaît dans la subsurface des îles Victoria, Banks et Melville. Elle est épaisse d'environ 1 300 m dans l'île Cornwallis et de 750 m dans l'île Devon, et se situe entre la fin du Ludlowien (zone à *latialata*) et le tout début du Dévonien (tout début du Lochkovien, zone à *hesperius*). Le membre inférieur, d'environ 65 m d'épaisseur dans la partie centre-est de l'île Cornwallis, consiste surtout en mudstone accompagné de grès arkosique à grain fin à son sommet. Il est interprété comme étant un dépôt prodeltaïque et un dépôt côtier de front deltaïque, dérivé du soulèvement de Boothia au sud (voir ci-dessous). Le membre supérieur est constitué d'une variété de roches carbonatées, surtout de calcilutite, de wackestone, et de calcaire dolomitique tacheté, qui représentent un complexe de roches carbonatées de plate-forme abritée, comprenant un estran, une lagune de plate-forme à circulation fermée, une arrière-barrière, la limite inférieure de la plate-forme et une pente frontale, les deux derniers milieux étant de nature récifale (fig. 8B-23). Bien que les affleurements de la limite inférieure de la plate-forme soient généralement dolomitisés,

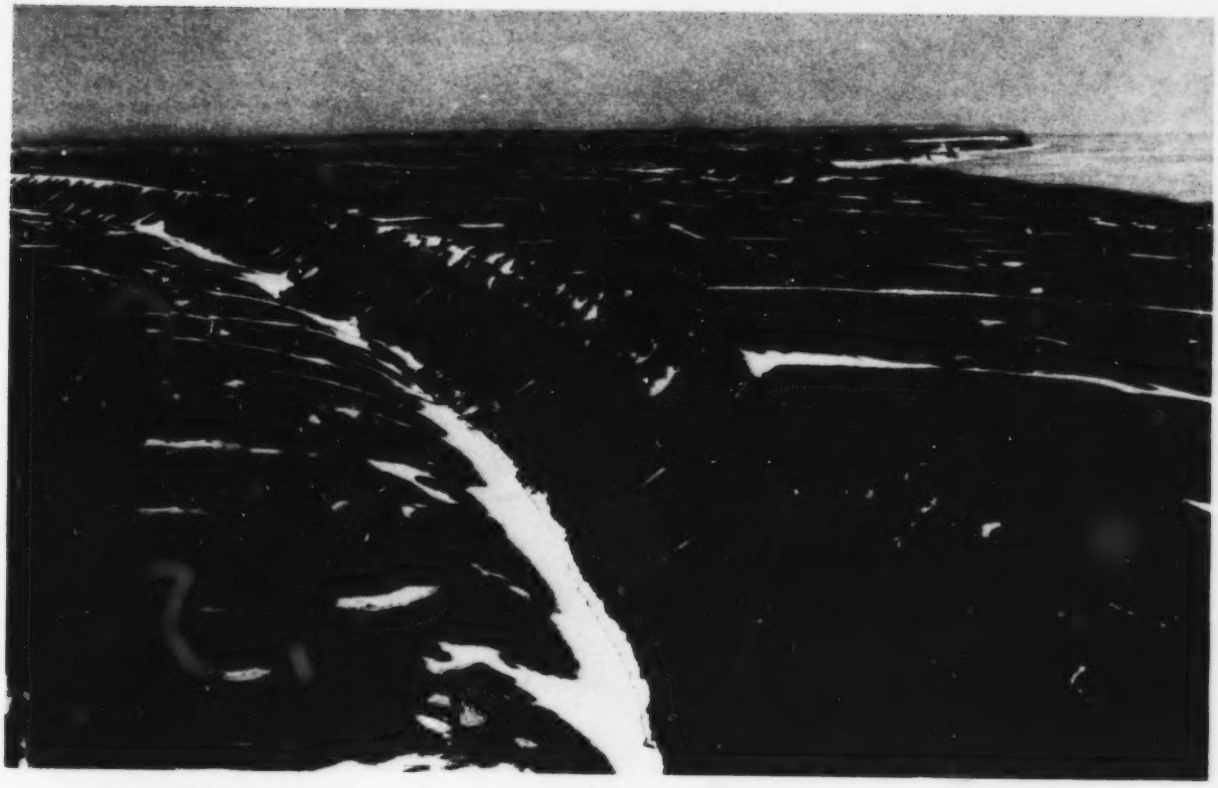


Figure 8B-22. Perspective nord, suivant l'escarpement de Cape Hotham, dans la partie centrale de la côte est de l'île Cornwallis. Les roches carbonatées résistantes, observées le long de la crête de l'escarpement, constituent un faciès de marge de plate-forme et font partie du membre supérieur de la Formation de Barlow Inlet (SDBI2); le talus au bas de l'escarpement recouvre les mudstones prodeltaïques du membre inférieur (SDBI1); à l'ouest, le relief adouci représente la Formation de Douro (SDO).

de vrais récifs barrières et de vastes dépôts à crinoïdes de hauts-fonds accompagnés, par endroits, de calcaires construits à coraux et stromatoporoïdés, ont été identifiés. La partie intérieure de la plate-forme est caractérisée par des cycles à granoclassement normal.

Unité médiane de roches carbonatées (P6b)

L'âge de l'unité médiane de roches carbonatées se situe entre la toute fin du Silurien (zone à *latialata*) et la fin du Praguien (zone à *kindlei*) et comprend les formations de Goose Fiord et de Sutherland River, qui sont plus ou moins corrélatives; la formation corrélative de Sophia Lake est analysée ci-dessous dans le contexte du soulèvement de Boothia. L'unité est séparée de l'unité inférieure de roches carbonatées par une lentille de sédiments d'eau profonde (Formation de Devon Island) dans une partie de la région, et est recouverte par des sédiments clastiques synectoniques des formations de Prince Alfred ou de Vendom Fiord. Dans certaines régions, cependant, elle a des contacts concordants avec les unités inférieure et supérieure de roches carbonatées.

Les formations de Goose Fiord et de Sutherland River sont composées de dolomie silteuse dont l'épaisseur des lits varie de fine à épaisse, et présentent des éléments caractéristiques d'un milieu de sédimentation en eau peu profonde (rides à lamination entrecroisée, lamination plane, structures de «bird eyes», et conglomérats à cailloux plats), de grès dolomitique et de rares lits fossilifères. Les sédiments se sont accumulés dans des milieux marins à circulation fermée de nature intertidale à infratidale peu profonde. Des impuretés détritiques présentes dans la Formation de Sutherland River proviennent sans doute du soulèvement de Boothia (Morrow et Kerr, 1977). Inversement, un grès présent dans la partie supérieure de la Formation de Goose Fiord dans la partie sud de l'île d'Ellesmere provient fort probablement d'une source située à l'est (soulèvement d'Inglefield).

Unité supérieure de roches carbonatées (P6c)

L'unité supérieure de roches carbonatées comprend des sédiments carbonatés de l'Emsien attribués aux formations de Disappointment Bay et de Blue Fiord et à une nouvelle formation non désignée, antérieurement comprise dans la Formation de Blue Fiord; les strates de la partie inférieure du Dévonien moyen (Eifélien) attribuées à la Formation de Blue Fiord dans l'île Devon (presqu'île

Figure 8B-23. Complexe de monticules de boue à spongiaires de la Formation de Barlow Inlet, dans la région de la pointe Depot, dans l'île Cornwallis (épaisseur stratigraphique maximale de 120 m).

Grinnell) et dans l'île Bathurst ne sont pas examinées ici. La **Formation de Disappointment Bay**, de 170 à 200 m d'épaisseur et remontant à l'Emsien précoce et moyen (zones de *dehiscens* à *inversus*, Uyeno, ms. inédit), a été cartographiée dans l'île Cornwallis, dans l'est de l'île Bathurst et dans le nord-ouest de l'île Devon, et dans les îles Lowther et Young (Thorsteinsson et Kerr, 1968; Kerr, 1974; Thorsteinsson, 1980), et des strates assez semblables (jusqu'à maintenant généralement attribuées à la Formation de Blue Fiord) affleurent dans le centre et le sud-ouest de l'île d'Ellesmere (Smith, 1984). Dans l'île Cornwallis, elle repose en discordance angulaire sur les structures biseautées de la zone de plissement de Cornwallis (soulèvement de Boothia) et est constituée d'un conglomérat basal à cailloux de chert, d'une unité intermédiaire à dolomie et grès quartzeux dolomitique, et d'une unité supérieure surtout composée de dolomie. Elle a probablement été mise en place dans des milieux marins peu profonds assez fermés.

La nouvelle formation non désignée, qui date probablement du début de l'Emsien, repose en discordance stratigraphique entre les formations de Goose Fiord et de Blue Fiord dans l'extrême sud-ouest de l'île d'Ellesmere, dans l'île North Kent et dans l'extrême nord-est de l'île Devon (Goodbody et al., 1988; Prosh et al., 1988). D'environ 60 m d'épaisseur, elle se compose principalement de sédiments péritidaux, surtout de dolomie silteuse et sableuse, en partie gypsifère ou bréchifiée par dissolution, d'une certaine quantité de conglomérat à cailloux dolomitiques et de calcaire.

Les roches carbonatées du Dévonien inférieur de la **Formation de Blue Fiord** affleurent à plusieurs endroits dans le centre et le sud de l'île d'Ellesmere; les roches attribuées à cette formation affleurent également dans l'extrême nord-est de l'île Devon, dans les îles Melville, Victoria et Banks, et dans les îles Princess Royal (Thorsteinsson et Tozer, 1962; Tozer et Thorsteinsson, 1964; Miall, 1976; Goodbody et al., 1988; Prosh et al., 1988). Dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere, où la formation recouvre une lentille de sédiments d'eau profonde et transitionnels (formations de Cape Phillips et d'Eids, chapitre 8C), son âge se situe entre le tout début de l'Emsien et la toute fin de l'Emsien (zone à *dehiscens* à zone à *serotinus*; Uyeno et Klapper, 1980), c'est-à-dire qu'elle est partiellement corrélable avec la Formation de Disappointment Bay; dans la partie centrale de l'île d'Ellesmere, où elle recouvre des sédiments clastiques et carbonatés provenant du soulèvement d'Inglefield (Formation de Vendom Fiord, voir ci-dessous), elle est confinée à la fin de l'Emsien (Trettin, 1978). L'épaisseur de cette unité augmente en direction de la marge de la plate-forme, et atteint plus de 1300 m dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere (Smith, 1984). L'unité est constituée de plusieurs variétés de roches carbonatées (par ex., des calcilutites, des wackestones, des grainstones, des boundstones et des dolomies) qui recèlent une grande variété de fossiles, notamment des coraux, des brachiopodes, des stromatoporoïdés, des trilobites et des bryozoaires (voir Smith, 1984). Les milieux sédimentaires représentés par ces strates s'étendent des parties marginales du bassin d'eau profonde, en passant par la plate-forme, jusqu'à des milieux intertidaux, dans lesquels on trouve en prédominance de la dolomie ainsi que des sédiments clastiques bariolés. Des bancs de crinoïdes et des calcaires construits sont présents sur la marge de la plate-forme, tandis que des calcaires construits à coraux et à stromatoporoïdés le sont sur le talus adjacent.

Sédiments du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur associés au soulèvement de Boothia

Suit une brève description des formations qui se sont accumulées dans des milieux marins peu profonds à continentaux, et qui contiennent des quantités importantes de matériaux clastiques terrigènes dérivés du soulèvement de Boothia (fig. 8B-35 à 8B-37); les détails structuraux sont examinés dans le chapitre 12C. Les données stratigraphiques montrent que les mouvements ont commencé plus tôt dans la région située au sud du détroit de Barrow que dans la région située au nord. Des différences latérales apparaissent également à l'intérieur de ces deux régions.

Dans la région au sud du détroit de Barrow, la sédimentation syntectonique sur les deux flancs du soulèvement de Boothia a commencé à la fin du Ludlowien (Formation de Somerset Island à l'est, membre inférieur de la Formation de Peel Sound à l'ouest). Le membre inférieur de la Formation de Barlow Inlet au nord (voir ci-dessus) est également dérivé de cette source. La possibilité que le socle cristallin constituant le coeur du soulèvement ait été érodé au Ludlowien tardif semble être indiquée par une modification du type de quartz détritique dans la Formation de Somerset Island (quartz monocristallin mature passant à du quartz à fabrique métamorphique orientée; P. Mortensen, communication personnelle, 1985) et par la présence d'oligoclase et de microcline non altérés dans les subarkoses du faciès littoral du membre inférieur de la Formation de Barlow Inlet (Packard, 1985).

Des mouvements survenus au nord du détroit de Barrow sont indiqués par la Formation de Sophia Lake, datant du Lochkovien précoce à moyen, qui contient un conglomérat à cailloux dans l'île Baillie Hamilton. Le relief accidenté est indiqué par les formations de Snowblind Bay et de Prince Alfred, datant de la fin du Lochkovien.

Les dépôts syntectoniques les plus récents sont probablement des grès et des conglomérats non dénommés de l'île Cornwallis dont l'âge se situe entre le Praguien et le début de l'Emsien (voir ci-dessous).

Sud du détroit de Barrow

Les prismes de sédiments clastiques bordant l'est et l'ouest du soulèvement de Boothia ont une stratigraphie différente (voir Thorsteinsson, 1980), et il est difficile d'établir des corrélations à travers le soulèvement dans le cas du Pridolien et du Dévonien inférieur, en raison de la rareté des fossiles stratigraphiques. Cependant, malgré ces difficultés, il est manifeste que la ligne de rivage était généralement plus proche de la marge ouest que de la marge est du soulèvement; cette asymétrie (Miall et Gibling, 1977) est importante du point de vue de l'interprétation structurale du soulèvement (chapitre 12C).

Les sédiments syntectoniques situés sur le **flanc est** se manifestent surtout dans l'île Somerset, mais aussi dans la presqu'île de Boothia (Thorsteinsson et Tozer dans Fortier et al., 1963, p. 117-129; Blackadar et Christie, 1963; Miall et Gibling, 1977; Miall et al., 1978; Miall et Kerr, 1977; Thorsteinsson, 1980; Miall, 1983; Stewart, 1987). Dans l'île Somerset, la **Formation de Somerset Island,** située au sommet du Ludlowien, atteint 150 à plus de 400 m d'épaisseur et se subdivise en deux membres. Le membre inférieur se compose principalement d'une dolomie à lamination plane de teinte grise et chamois, et d'un calcaire accompagné d'un peu de calcaire et dolomie tachetés. Les invertébrés, surtout les ostracodes et les gastéropodes, sont rares, mais les vertébrés, les petits dômes à stromatolites et à oncolites abondent par endroits. La lithologie et la faune témoignent d'une sédimentation cyclique sur des slikkes intertidales à infratidales peu profondes. Le membre supérieur, outre les mêmes types de roches, contient une dolosiltite terrigène et bariolée, un siltstone quartzeux et un mudstone avec des phénomènes de dessiccation communs, et quelques nodules de gypse et moulages de halite. Ces strates montrent une progradation vers l'est des slikkes de roches carbonatées intertidales, suivie par la bordure d'une plaine alluviale.

La formation sus-jacente **de Peel Sound** a une épaisseur minimum d'environ 600 m dans l'île Somerset. À cet endroit, un membre inférieur composé de grès et de siltstone est suivi de deux membres conglomératiques et sableux, à leur tour recouverts en discordance par un membre supérieur de conglomérat. Les structures primaires et les changements de faciès font état d'une sédimentation s'étant produite surtout dans des cours d'eau anastomosés s'écoulant vers l'est et émergeant de cônes alluviaux. Sur le flanc est comme sur le flanc ouest, des variations dans la composition des clastes démontrent l'ablation graduelle des roches carbonatées et des quartzites du Paléozoïque inférieur et du Protérozoïque, et l'érosion croissante du socle gneissique. Dans des couches à la base de la formation, on a trouvé des poissons remontant probablement au début du Pridolien, mais aucun autre fossile caractéristique n'a été découvert dans cette région.

Sur le **flanc ouest** du soulèvement, les strates corrélables avec les formations combinées de Somerset Island et de Peel Sound dans l'île Somerset ont toutes été autrefois attribuées à la **Formation de Peel Sound** (Miall, 1970a, b; Thorsteinsson, 1980), bien que des formations équivalentes à la Formation de Somerset Island sont maintenant identifiées à cet endroit (Mortensen, 1985; Mortensen et Jones, 1986). Le membre inférieur de la Formation de Peel Sound (appellation déjà utilisée) atteint parfois 450 m d'épaisseur, se situe entre la fin du Ludlowien supérieur et le début du Pridolien, et se compose d'interstratifications de calcaire, de siltstone, de grès, et de conglomérat accompagnés de quelques couches rouges. La présence de fossiles dans les roches carbonatées et les grès (hétérostracés, invertébrés, conodontes) témoigne de l'existence de milieux principalement marins.

Le membre supérieur a une épaisseur minimale d'environ 300 m. Il varie d'un conglomérat à galets et à blocs déposé sur des cônes alluviaux, à des dépôts conglomératiques et sableux de cours d'eau anastomosés, et enfin à des sédiments clastiques et carbonatés de milieux marins littoraux, sur une distance de seulement quelques dizaines de kilomètres. Dans le faciès le plus éloigné, on a trouvé dans une localité des poissons et des conodontes datant probablement de la fin du Lochkovien.

En raison de difficultés à délimiter les âges, il n'a pas été possible de déterminer précisément la continuité du diastrophisme et de la sédimentation associée correspondant à la Formation de Peel Sound. Les discordances existant à l'intérieur de la Formation de Peel Sound ont été considérées comme d'importance locale (Miall, 1983) ou régionale (Thorsteinsson, 1980); les ceuillettes récentes de fossiles tendent à appuyer cette dernière interprétation (Thorsteinsson, communication personnelle, 1985).

Plus à l'ouest, dans l'île Prince of Wales et l'île Russell, la Formation de Peel Sound fait progressivement place à une succession dominée par des roches carbonatées (surtout de la dolomie, un peu de calcaire), mais contenant aussi une proportion croissante de produits silicoclastiques vers le sommet, principalement un siltstone accompagné d'un peu de grès et de shale; cette succession est connue sous le nom de **Formation de Drake Bay** (Mayr, 1978; Thorsteinsson, 1980). Elle est épaisse d'environ 1 550 m et son âge se situe entre la fin du Ludlowien supérieur et la fin du Praguien; son sommet n'est pas conservé.

Nord du détroit de Barrow

Dans cette région, la sédimentation survenue sur le flanc ouest du soulèvement est représentée par les formations de Bathurst Island et de Stewart Bay dans l'île Bathurst, examinées ci-dessous dans le contexte des sédiments d'eau profonde. La sédimentation sur le soulèvement lui-même et sur son flanc est, est représentée par trois unités principales présentes surtout dans l'île Cornwallis, partiellement présentes également dans l'île Baillie Hamilton et dans l'ouest de l'île Devon: 1) la Formation de Sophia Lake; 2) la Formation de Snowblind Bay; et 3) la Formation de Prince Alfred, et des grès et conglomérats apparentés (?) et non dénommés de l'île Cornwallis.

Dans les îles Cornwallis, Devon et Baillie Hamilton, des quantités importantes de débris terrigènes, accumulés dans des milieux marins peu profonds, sont d'abord présentes dans la **Formation de Sophia Lake** qui se situe entre les parties inférieure et intermédiaire du Lochkovien (Thorsteinsson, 1980; Gibling et Narbonne, 1977). La formation est caractérisée par la présence de cycles de roches carbonatées et clastiques essentiellement érosionnels, reflétant des passages répétés de conditions infratidales à des conditions supratidales. Le matériel terrigène est surtout de la dimension des silts et des sables, mais un conglomérat caillouteux existe dans l'île Baillie Hamilton. De plus, on rencontre par endroits des évaporites. L'épaisseur de l'unité passe d'environ 290 m dans l'ouest de l'île Devon à 580 m dans l'île Cornwallis, puis à 980 m dans l'île Baillie Hamilton. Remarquablement semblable au membre supérieur de la Formation de Somerset Island (bien que plus jeune), cette formation a probablement aussi été mise en place dans des milieux péritidaux qui ont reçu des sédiments clastiques provenant du soulèvement de Boothia.

La **formation** concordante et sus-jacente **de Snowblind Bay** dont l'épaisseur atteint 578 m, date probablement de la fin du Lochkovien ou d'une époque plus récente (?) (Thorsteinsson, 1980; Muir et Rust, 1982). Elle se compose d'une succession inversement granoclassée de mudrock, grès et conglomérat qui correspond à un cône alluvial côtier progradant dans des milieux marins peu profonds. Les clastes du conglomérat sont surtout composés de calcaire et de dolomie avec de plus petites quantités de chert et d'autres sédiments, et proviennent de régions sources situées au nord et au nord-ouest.

La **Formation de Prince Alfred** du nord-ouest de l'île Devon repose sur le soulèvement de Boothia en discordance angulaire qui se transforme vers l'est en une discordance stratigraphique. D'ouest en est, la formation de 6 à 318 m d'épaisseur est constituée de faciès de conglomérats, de grés et de dolomies silteuses qui représentent respectivement un milieu de cône alluvial et un milieu marin marginal (Morrow et Kerr, 1977). Aucun fossile n'a été découvert dans l'unité, mais la cartographie régionale indique qu'elle est d'âge lochkovien à praguien et qu'elle est contemporaine d'un hiatus entre la Formation de Sutherland River et la nouvelle formation non désignée, sous-jacente à la Formation de Blue Fiord (voir ci-dessus). Elle a été provisoirement mise en corrélation avec des niveaux non désignés de sédiments clastiques non fossilifères — grès rouge, siltstone et conglomérats à cailloux et à blocs — dans l'île Cornwallis et ses environs (Thorsteinsson, 1988), qui reposent en discordance angulaire sur une succession plissée (comprenant la Formation de Snowblind Bay et des formations plus anciennes) et qui sont, à leur tour, recouverts en discordance par la formation post-tectonique de Disappointment Bay datant de l'Emsien moyen.

Couches rouges du Dévonien inférieur apparentées au soulèvement d'Inglefield et(?) à d'autres sources

Des sédiments bariolés du Dévonien inférieur présents dans la partie centre-ouest de l'île d'Ellesmere, et contenant une grande proportion de couches rouges, ont été attribués à une unité inférieure composée de sédiments surtout silicoclastiques (Formation de Red Canyon River) et à une unité supérieure composée de roches carbonatées détritiques et primaires, de roches silicoclastiques, et d'évaporites moins abondantes (Formation de Vendom Fiord). Les deux unités sont séparées par une discordance.

La **Formation de Red Canyon River** est une succession de 1764 m d'épaisseur composée de siltstone et de grès silteux très fin accompagnés de faibles quantités de grès gypsifère, de calcaire silteux et sableux et de dolomie (Trettin, 1978). Les quelques fossiles présents indiquent un âge correspondant à la fin du Lochkovien et le début du Praguien. La formation s'observe surtout du côté sud du fjord Cañon où elle recouvre en concordance la Formation d'Eids et est elle-même recouverte en discordance angulaire par la Formation de Vendom Fiord. Elle a été mise en place dans des milieux progressivement moins profonds, de type infratidal à supratidal. Le grès et le siltstone contiennent environ un tiers de calcite et dolomie détritiques.

Une unité de dolomie rouge non fossilifère accompagnée de faibles quantités de grès et de siltstone, et reposant en discordance sous la Formation de Vendom Fiord à l'est du fjord Vendom, rappelle la Formation de Red Canyon River. Son épaisseur atteint environ 60 m et sa base n'affleure pas (Roblesky, 1979).

L'origine de la Formation de Red Canyon River est difficile à établir en raison de sa faible répartition et de l'absence de sédiments fluviatiles qui pourraient révéler les directions caractéristiques des paléocourants. Plusieurs hypothèses doivent être examinées. En premier lieu, la formation est comparable dans sa minéralogie, sa granulométrie et sa puissance, au flysch adjacent du bassin d'eau profonde (Formation de Danish River), ce qui semble indiquer qu'elle est dérivée des mêmes sources situées au nord-est de celui-ci, ou bien de parties soulevées du bassin d'eau profonde. Elle pourrait également provenir de sources cratoniques — du soulèvement d'Inglefield ou, en raison de sa granulométrie fine, de sources plus éloignées situées au sud-est.

La **Formation de Vendom Fiord** (Kerr, 1967b; Trettin, 1978; Roblesky, 1979) est sous-jacente à une zone arquée orientée vers le sud, entre le fjord Cañon et le sud de l'inlet Makinson. Elle recouvre les strates du Groupe de Read Bay, la formation de Red Canyon River ou la Formation d'Eids, et elle est recouverte par la Formation de Blue Fiord. Les quelques fossiles présents indiquent que l'unité date principalement du début de l'Emsien et, à certains endroits, de la fin du Praguien. La limite inférieure est une discordance angulaire en certains endroits et une discordance stratigraphique à d'autres, mais elle constitue un contact concordant dans les affleurements les plus à l'ouest. L'épaisseur mesurée varie entre 57 et 551 m et diminue d'est en ouest à certaines latitudes.

Un conglomérat massif, à galets et à cailloux de roches carbonatées et à fabrique à support par grains, accompagné de faibles quantités de grès et de siltstone (fig. 8B-24) et atteignant 66m d'épaisseur, marque la base de la formation dans les parties est de sa région d'affleurement. Il représente probablement un cône alluvial progradant. Dans certaines régions, il est recouvert de grès quartzeux et arkosiques et de siltstones, rappelant les dépôts de cours d'eau anastomosés formés dans des régions semi-arides et arides. En majeure partie, la formation est constituée de

dolomie impure, de grès dolomitique et de siltstone accompagnés d'un peu de gypse et d'anhydrite, qui ont tous leur origine dans des milieux supratidaux à infratidaux peu profond à circulation fermée. Seule une petite proportion des strates du sommet, y compris un calcaire fossilifère, se sont formées dans des milieux infratidaux à circulation libre.

Le conglomérat basal de la Formation de Vendom Fiord, qui contient des fossiles du début du Paléozoïque, provient clairement de parties adjacentes de la plate-forme de l'Arctique (soulèvement d'Inglefield), et les grès arkosiques sus-jacents viennent probablement du socle cristallin précambrien de cette région.

Ordovicien supérieur à début du Dévonien moyen, roches carbonatées construites isolées de la plate-forme principale

Un affaissement progressif a touché les parties externes de la plate-forme, de l'Ordovicien tardif au Dévonien précoce (chapitre 8C). Alors qu'une grande partie de cette région était initialement recouverte par un mudrock graptolitique et par des carbonates redéposés (Formation de Cape Phillips et unités apparentées), ensuite par un flysch (formations de Danish River, Bathurst Island et Stuart Bay) ou des sédiments transitionnels, (Formation d'Eids), la formation de carbonates compensait la subsidence dans certaines régions, de sorte que des calcaires construits isolés, entourés de sédiments d'eau profonde, se sont constitués.

Figure 8B-24. Interstratifications de conglomérat calcaire massif et de siltstone rouge et grès à lamination oblique, dans la partie basale de la Formation de Vendom Fiord, au sud du fjord Cañon.

Ces roches carbonatées construites ont en général un âge compris entre l'Ordovicien tardif et le début du Dévonien moyen (Eifélien) et sont distribuées le long de la marge de la plate-forme, à partir de l'île Melville jusqu'au centre de l'île d'Ellesmere. Quatre grandes manifestations de ces calcaires construits représentées sur la carte des faciès du Wenlockien (fig. 8B-34), ont été désignées d'après le chaînon Raglan de l'île Melville (R); d'après les puits Bent Horn et Towson Point dans les îles Cameron et Melville (BHTP); d'après Hoved, une petite île du fjord Baumann (HI); et d'après le fjord Cañon (CF), respectivement. Des roches carbonatées construites comparables situées au Groenland comprennent les formations de Hauge Bjerge et de Pentamerus Bjerge dans la Washington Land (fig. 8B-34) et la Formation de Samuelsen Høj de la fin du Llandovérien dans la Peary Land.

Les roches carbonatées construites de Raglan, connues par leurs affleurements et par deux puits d'exploration, séparaient probablement les mudstones d'eau profonde des formations d'Ibbett Bay et de Cape Phillips au nord-ouest et au sud-est respectivement, entre l'Ordovicien tardif et le début du Praguien. Leur orientation et étendue totale sont incertaines.

Les roches carbonatées construites de Bent Horn et Towson Point (BHTP) affleurent dans le nord-est de l'île Melville et sont également connues grâce à des forages et des études sismiques effectués particulièrement dans l'île Cameron, où elles renferment une nappe de pétrole. Cette construction a existé de l'Ordovicien tardif jusqu'au début ou au milieu de l'Eifélien, époque à laquelle elle a été submergée et recouverte par les mudstones de bassin de la Formation de Cape de Bray. Les relations entre faciès dans le niveau sommital (fin de l'Emsien au milieu de l'Eifélien; attribué à la Formation de Blue Fiord) sont indiqués à la figure 8B-25, d'après les travaux d'Uyeno et Mayr (1979) et Mayr (1980). Les principaux lithofaciès identifiés sont un bassin, un flanc récifal profond, une plate-forme ouverte, un flanc récifal supérieur, une marge récifale, et la partie intérieure du banc-récif. La construction atteint une épaisseur de 608 m. Diverses interprétations en ont été données; il pourrait s'agir d'un seul grand atoll (Daae et Rutgers, 1975; Smith, 1984) de 160 km de diamètre au maximum, ou de plusieurs atolls plus petits et adjacents (Embry et Klovan, 1976; Stuart Smith et Wennekers, 1977).

Le récif ou la construction de l'île Hoved (HI), qui date du Silurien et a été attribué à la Formation d'Allen Bay et au Groupe de Read Bay non différenciés, est représenté par environ 135+ m de dolomie recouvrant le calcaire de bassin (Mayr, 1974; Poey, 1982). Une faune principalement corallienne est conservée à la périphérie du récif.

Des roches carbonatées construites à l'est du fjord Cañon (CF), dans l'île d'Ellesmere (Trettin, 1979; Hurst et Kerr, 1982), étaient flanquées au nord-ouest par des sédiments de bassin profond des formations de Hazen et de Danish River et au sud par des sédiments d'un bassin probablement moins profond et de plus courte existence, attribués à la Formation de Cape Phillips. La construction carbonatée s'est séparée de la plate-forme principale au début du Llandovérien et a existé jusqu'au Pridolien, époque à laquelle elle a été submergée et recouverte par la Formation de Cape Phillips après avoir atteint une hauteur dépassant peut-être 1400 m. Les rapports d'épaisseur in-

diquent qu'il ne s'agit ni d'un horst, ni d'une «crête miogéanticlinale», mais plutôt d'une partie de la plate-forme externe originelle, dans laquelle l'accumulation de roches carbonatées a compensé la rapide subsidence. L'extension latérale de la construction est incertaine, puisqu'elle est recouverte par les strates du bassin de Sverdrup au sud-ouest et par de grands champs de glace au nord-est. Une construction semblable, ou un prolongement nord-est des roches carbonatées construites de Cañon Fiord, séparait probablement les strates du Wenlockien des formations de Danish River et de Cape Phillips sur le promontoire Judge Daly, mais elle n'est pas conservée.

De plus petites constructions ou récifs sont présentes dans d'autres parties de l'île d'Ellesmere. Dans l'extrême sud-ouest de l'île, le clinothème (talus sous-marin) représenté par le membre inférieur de la Formation de Devon Island, contient des roches carbonatées construites dolomitisées, discrètes et relativement petites (longueur maximale 0,5 km, épaisseur 150 m) (fig. 8B-26; Packard et Mayr, ms. inédit). Cinq de ces constructions d'âge compris entre la fin du Silurien et le début du Dévonien ont été représentées sur une carte. Elles sont composées de quantités variables de framestone corallien, de bafflestone, de rudstone à crinoïdes et d'une quantité importante de ciment fibreux dolomitique (ciments botryoïdaux d'origine marine ?).

Une grande construction isolée datant du début du Zlichovien (tout début de l'Emsien) a été identifiée sur le talus et décrite par Smith (1984; Smith et Stearn, 1987) dans la Formation de Blue Fiord du sud-est de la presqu'île Bjorne, dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere. Cette structure a plus de 10km de longueur, 2 km de largeur et 100m d'épaisseur. Elle semble constituer un atoll dont la marge est un récif édifié par des organismes. On identifie six stades de croissance, partiellement liés aux changements du niveau de la mer. D'autres constructions isolées et semblables, mais plus petites, sont présentes ailleurs dans la formation, dans la partie sud-ouest de l'île d'Ellesmere.

SOMMAIRE

Les sédiments carbonatés d'origine marine peu profonde à supratidale forment de loin la plus grande partie de la succession étudiée allant du Cambrien inférieur au Dévonien inférieur. Au second rang en abondance, figurent les sédiments clastiques grossiers à fins, provenant surtout de la marge et de l'intérieur du craton (sauf les sédiments clastiques du Silurien supérieur au Dévonien inférieur provenant du soulèvement de Boothia, qui s'étend de la Plate-forme de l'Arctique jusqu'au coeur de la zone mobile). Des évaporites (ou des brèches de dissolution apparentées) apparaissent de façon intermittente dans tout l'intervalle du Cambrien moyen au Dévonien moyen, mais ne sont importantes, du point de vue quantitatif, que dans l'Ordovicien inférieur et moyen. L'évolution séquentielle concorde avec les résultats d'études paléomagnétiques indiquant que la région occupait des latitudes équatoriales au Paléozoïque précoce et moyen (Irving, 1974).

Les schémas de sédimentation ont été modelés par deux facteurs principaux, les variations du niveau apparent de la mer et les variations de l'architecture de la plate-forme.

(1) Les variations du niveau apparent de la mer, liées à des variations eustatiques du niveau de la mer ou à de subtils mouvements verticaux du continent, ou aux deux, ont eu pour résultat l'avènement de grands cycles de transgression et régression limités par des discordances. Les plus importantes discordances de ce type apparaissent dans les niveaux du Cambrien inférieur du sommet du Cambrien moyen; les discordances soupçonnées, situées entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen et à la limite entre l'Ordovicien et le Silurien, sont difficiles à vérifier à l'échelle régionale. Du Cambrien précoce à

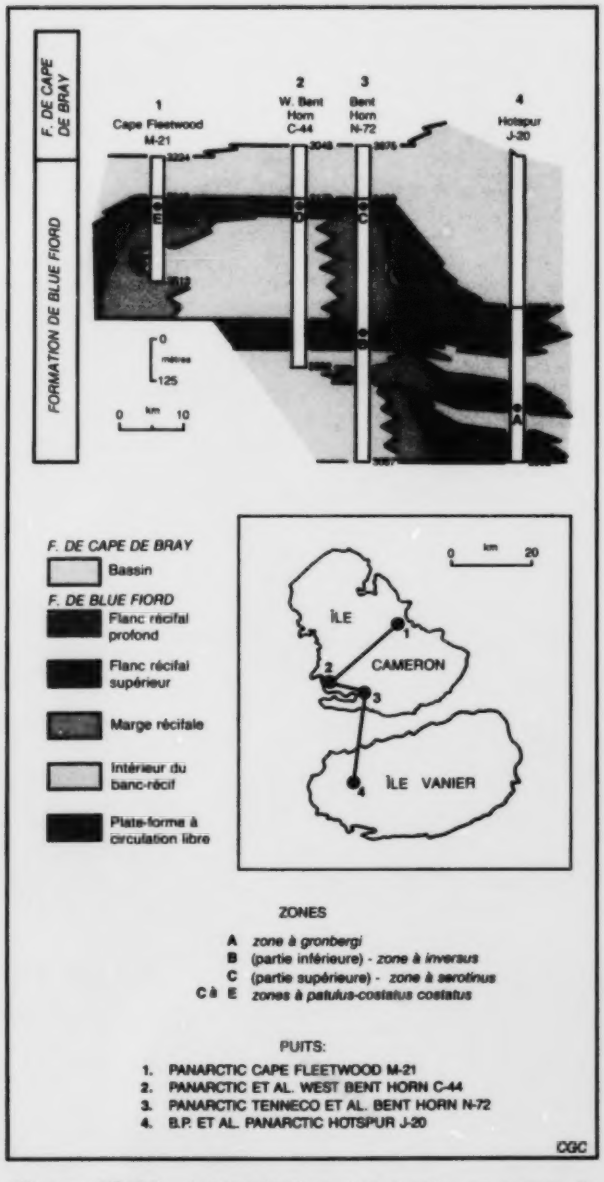


Figure 8B-25. Interprétation des faciès et zones à Conodontes (par T.T. Uyeno) des calcaires construits du Dévonien inférieur de l'île Cameron (champ pétrolifère de Bent Horn).

Figure 8B-26. Dans la Formation de Devon Island (SDI), calcaire construit dolomitique en aval-pente, susjacent à la Formation de Douro (SDO), dans l'extrême sud-ouest de l'île d'Ellesmere. La puissance du calcaire construit est de 150 m environ.

l'Ordovicien tardif, chaque transgression a été plus étendue que la précédente, de sorte que la base discordante des dépôts phanérozoïques rajeunit progressivement vers l'intérieur du craton.

(2) Les variations les plus importantes de l'architecture de la plate-forme ont été les suivantes:

(a) La formation intermittente de roches carbonatées construites sur la marge du bassin d'eau profonde, qui a transformé une rampe légèrement inclinée, abrupte dans sa partie distale, en une plate-forme abritée. La sédimentation évaporitique généralisée à l'intérieur de la plate-forme, à certaines époques de la fin de l'Ordovicien précoce et du début de l'Ordovicien moyen, a probablement été causée par le développement d'une bordure assez continue. Les facteurs qui ont régi la croissance des constructions ne sont pas évidents dans les données stratigraphiques; les directions des vents et des courants qui ont déterminé les apports d'éléments nutritifs ont peut-être joué un rôle.

(b) La subsidence tectonique accélérée de la plate-forme externe a eu pour résultat l'arrivée massive de sédiments d'eau profonde dans certaines régions et la formation de roches carbonatées construites isolées dans d'autres. Ce processus est devenu important dès l'Ordovicien tardif.

(c) Les mouvements du soulèvement de Boothia, du Silurien tardif au Dévonien précoce.

(d) Les mouvements du soulèvement d'Inglefield, au Dévonien précoce.

L'évolution séquentielle de la plate-forme et de la sous-province sédimentaire adjacente du bassin profond dans l'archipel arctique et le Groenland septentrional est illustrée dans les figures 8B-27 à 8B-37, par une série de cartes de lithofaciès représentant des intervalles chronologiques pour lesquels un bon contrôle paléontologique est disponible. La nomenclature stratigraphique locale est indiquée par des lettres. Les données sur les épaisseurs des unités chronostratigraphiques dans l'archipel arctique apparaissent sur les cartes des lithofaciès ou sur des cartes isopaques séparées. Leur relative dispersion vient du fait que plusieurs des unités chronostratigraphiques choisies ne correspondent pas à des unités lithologiques établies (formations, etc.).

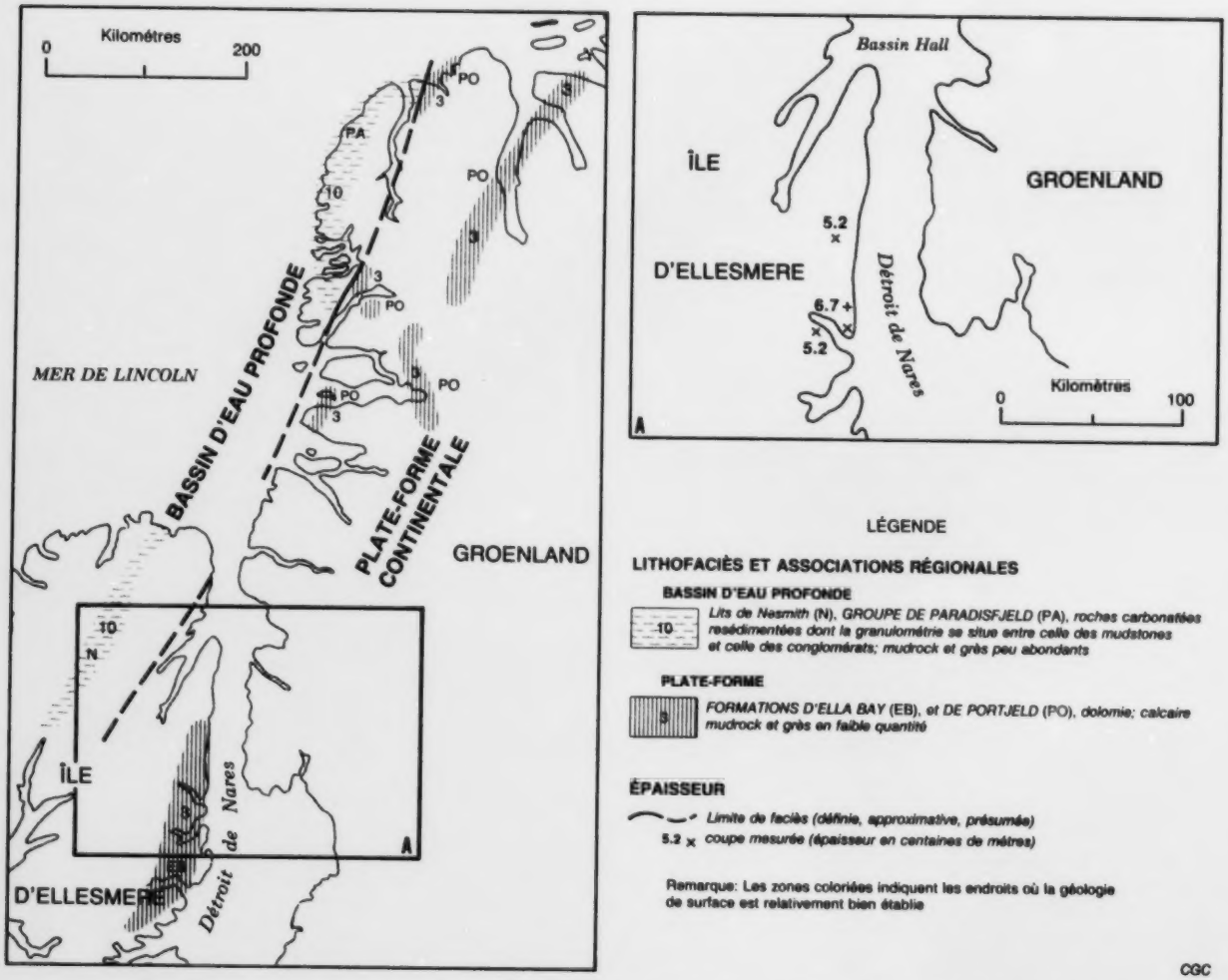
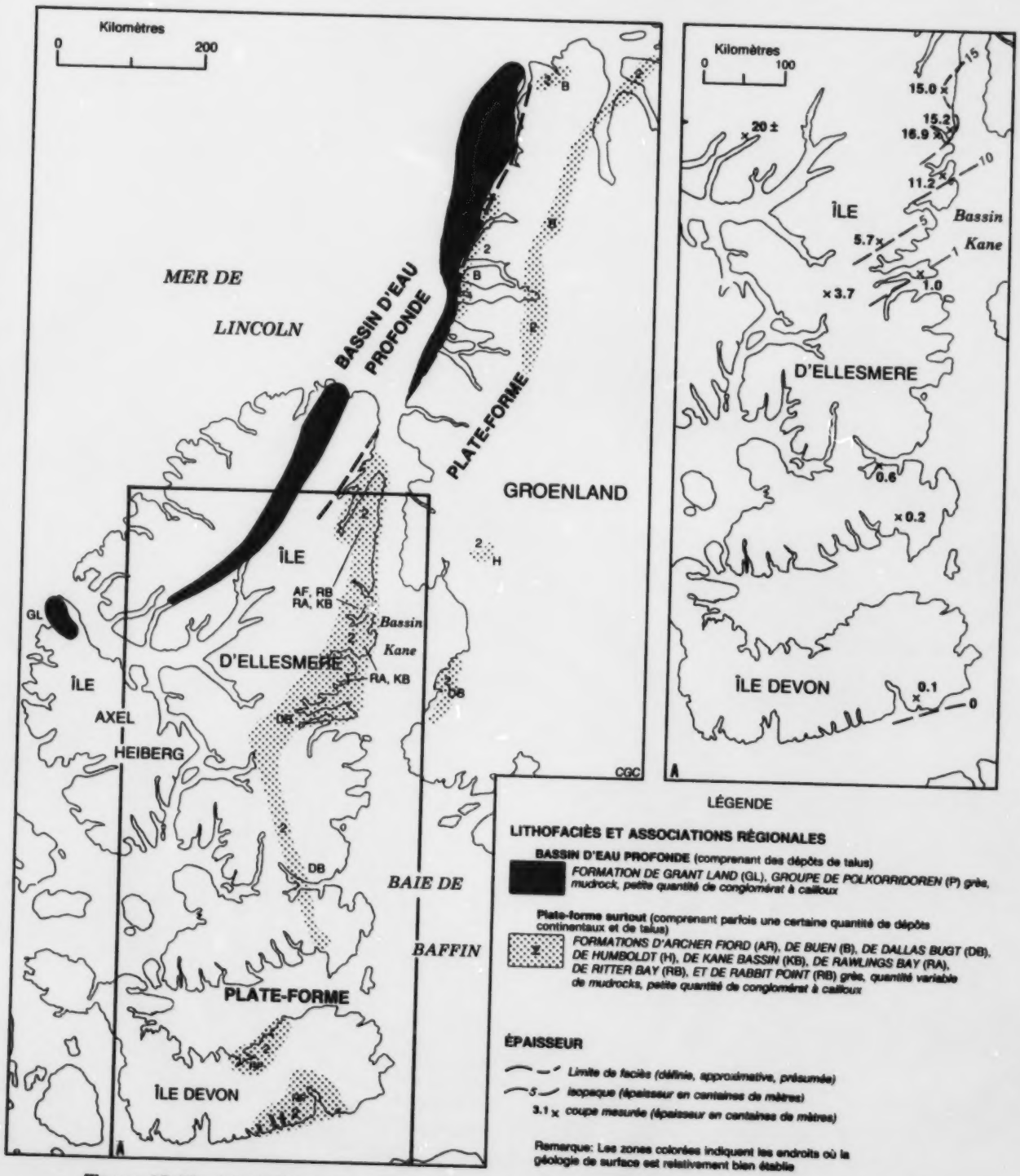


Figure 8B-27. Lithofaciès et associations régionales des roches carbonatées du Cambrien inférieur (P1b). La cartouche A indique l'épaisseur. (Les zones de plissement de Pearya et de Clements Markham n'apparaissent pas aux figures 8B-27 à 8B-37, en raison d'incertitudes quant à leur localisation précise à certaines époques.)



Figures 8B-28. Lithofaciès et associations régionales des sédiments silicoclastiques du Cambrien inférieur (P2a). La cartouche A indique l'épaisseur.

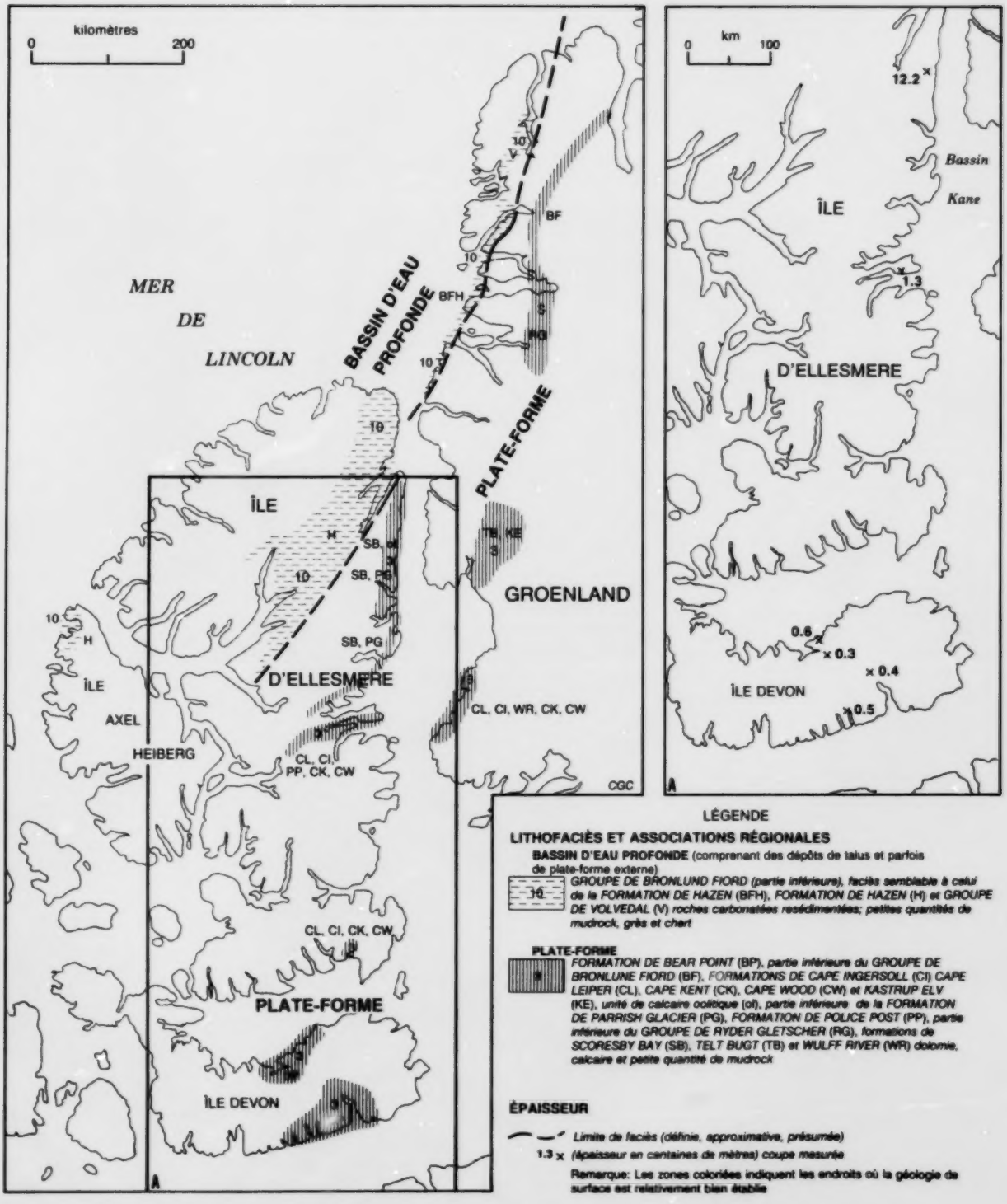


Figure 8B-29. Lithofaciès et associations régionales des roches carbonatées du Cambrien inférieur au Cambrien moyen (P2b). La cartouche A indique l'épaisseur.

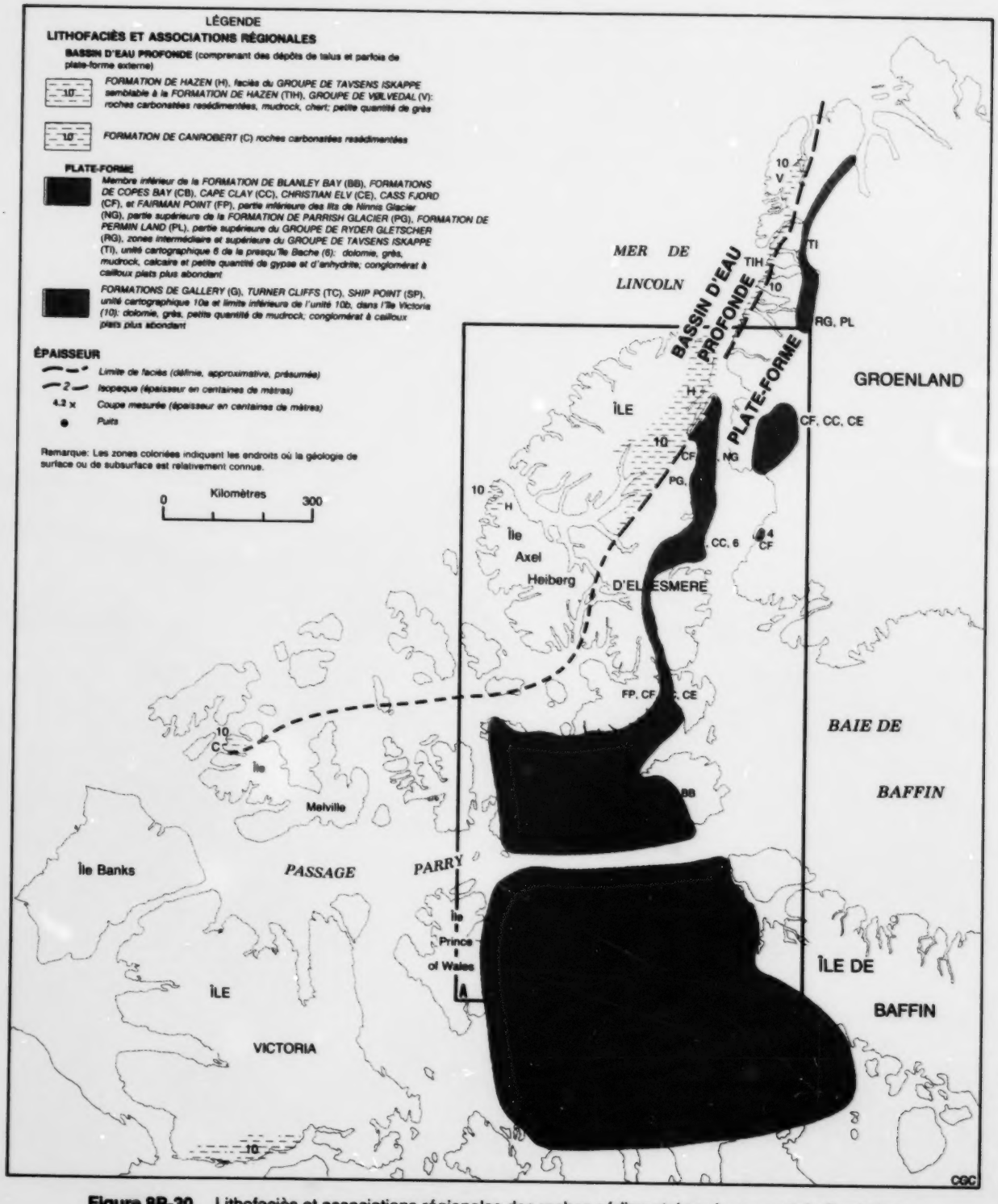


Figure 8B-30. Lithofaciès et associations régionales des roches sédimentaires du sommet du Cambrien moyen jusqu'à la base du Trémadocien (P3). La cartouche A indique l'épaisseur.

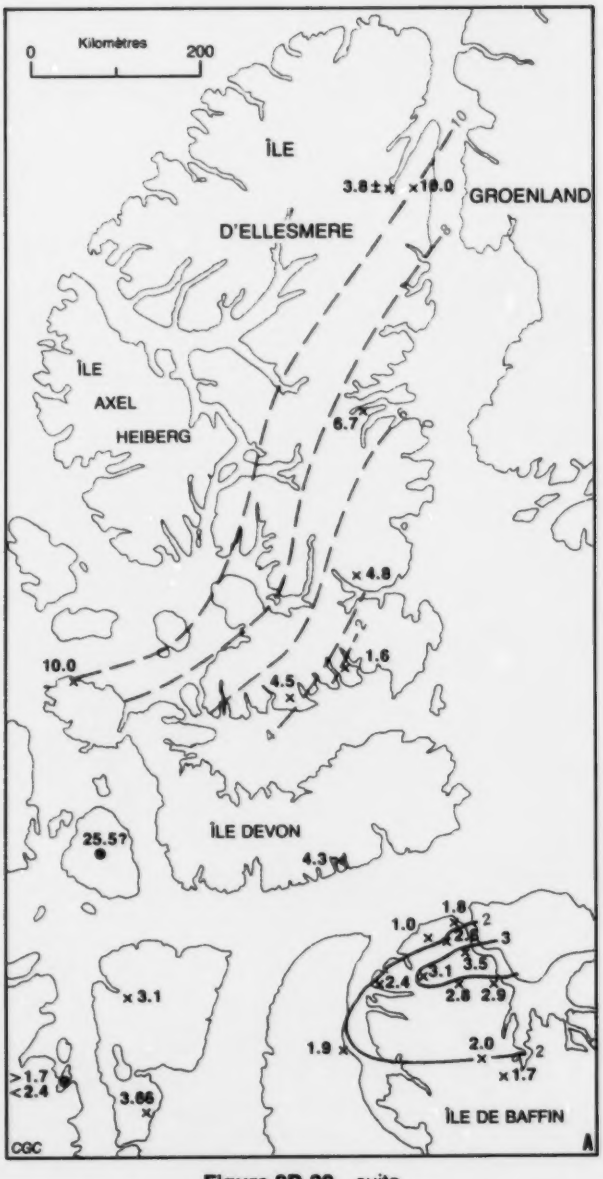
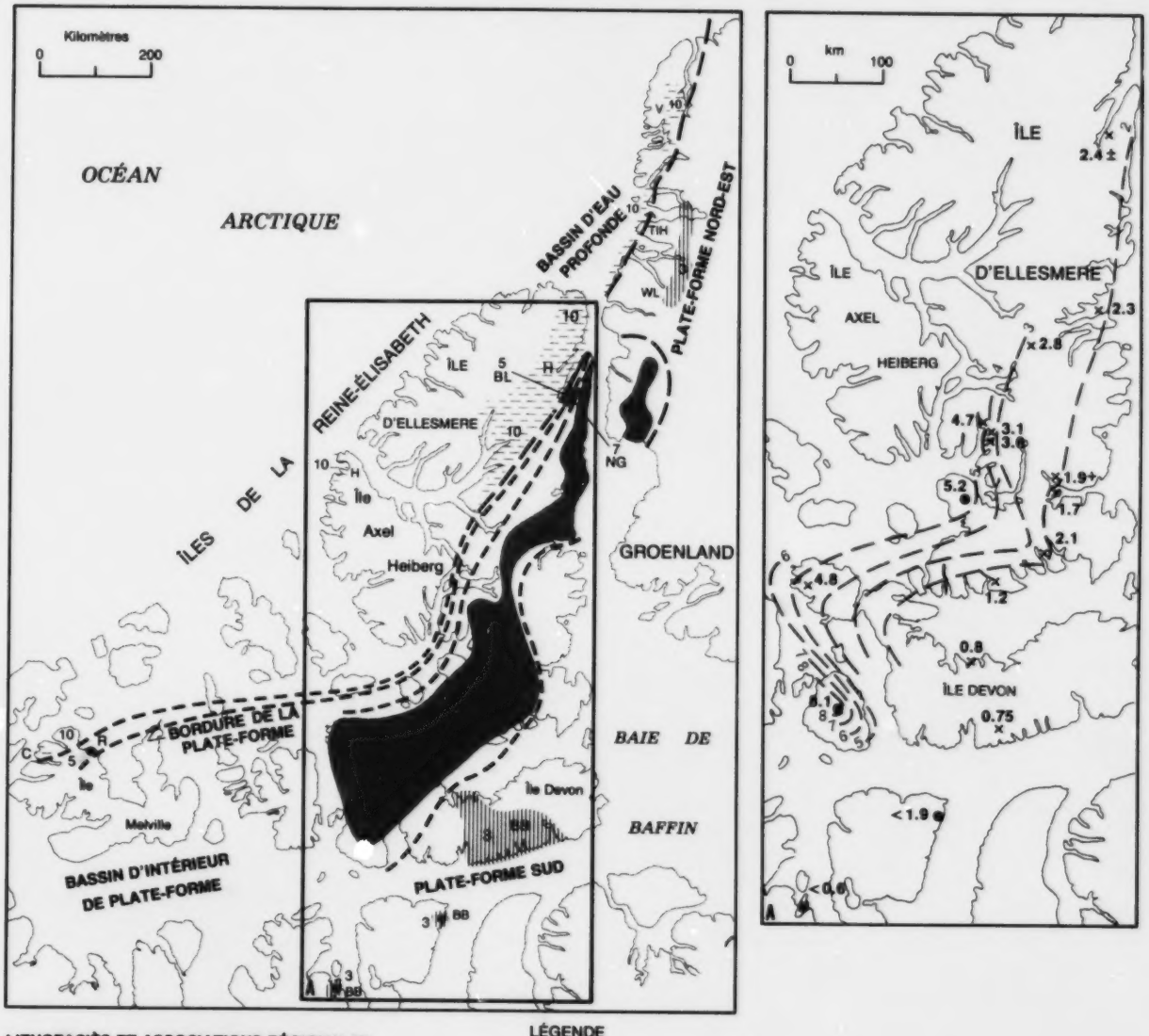


Figure 8B-30. suite.



LÉGENDE

LITHOFACIÈS ET ASSOCIATIONS RÉGIONALES

BASSIN D'EAU PROFONDE (comprenant des dépôts de talus et parfois de plate-forme externe)

10 — *FORMATION DE HAZEN* (H), *faciès du GROUPE DE TAVSENS ISKAPPE semblable à la FORMATION DE HAZEN* (TIH), *GROUPE DE VOLVEDAL* (V), *roches carbonatées resédimentées, mudrock, chert, petite quantité de grès*

10 — *FORMATION DE CANROBERT roches carbonatées resédimentées*

BORDURE NORD-OUEST DE LA PLATE-FORME

5 — *FORMATION DE BULLEYS LUMP, membre A* (BL), *roches carbonatées de Raglan Range* (R), *calcaire, dolomie*

BASSIN D'INTÉRIEUR DE PLATE-FORME

Zone à faciès non évaporitique de la partie nord-ouest
Lits de Ninnis Glacier (NG), *dolomie, calcilare (laminé(e))*

Zone à faciès évaporitique
FORMATIONS DE BAUMANN FIORD (BF), *et POULSEN CLIFF* (PC)
calcaire, gypse et anhydrite

PLATE-FORME NORD-EST

3 — *FORMATION DE WARMING LAND, partie supérieure* (WL) *dolomie*

PLATE-FORME SUD

3 — *FORMATION DE BLANLEY BAY, membre supérieur* (BB) *dolomie, grès, petite quantité de gypse*

ÉPAISSEUR

Limite de faciès (définie, approximative, présumée)

Isopaque (épaisseur en centaines de mètres)

Coupe mesurée (épaisseur en centaines de mètres)

● *Puits*

Remarque: Les zones coloriées indiquent les endroits où la géologie de surface ou de subsurface est relativement connue

CGC

Figure 8B-31. Lithofaciès et associations régionales des roches sédimentaires du Trémadocien moyen (P4a). La cartouche A indique l'épaisseur.

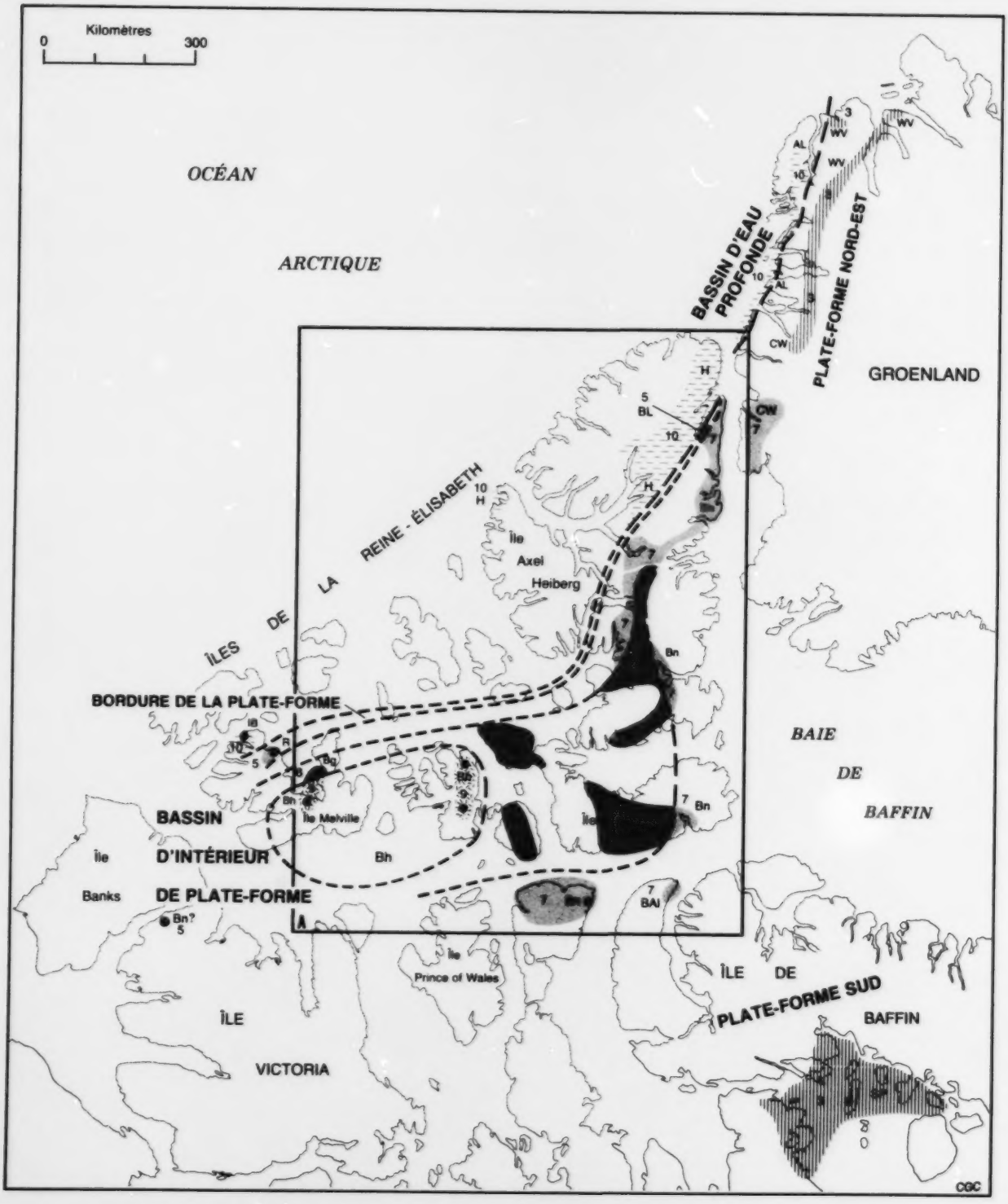
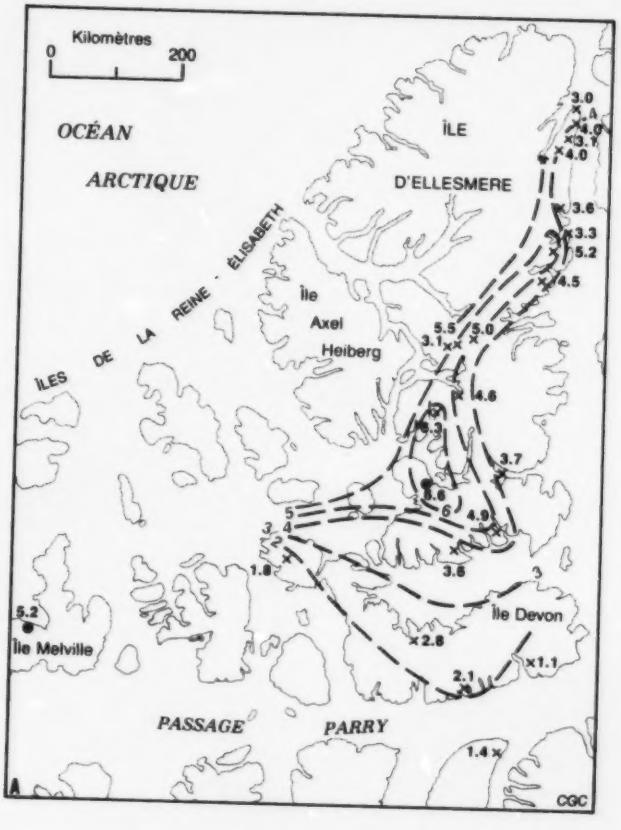


Figure 8B-32. Lithofaciès et associations régionales des roches sédimentaires de l'Arénigien supérieur au Llanvirnien (P4c). La cartouche A indique l'épaisseur.



LÉGENDE

LITHOFACIÈS ET ASSOCIATIONS RÉGIONALES

BASSIN D'EAU PROFONDE (comprenant des dépôts de talus)

10 — *FORMATION DE HAZEN* (H), *GROUPE D'AMUNDSEN LAND* (AL) roches carbonatées resédimentées, mudrock et chert; petite quantité de grès

10 — *FORMATION D'IBBETT BAY* (IB), roches carbonatées resédimentées, mudrock, petite quantité de chert

BORDURE DE LA PLATE-FORME

8 — *FORMATION DE BULLEYS LUMP*, partie supérieure du membre B (BL), roches carbonatées de Raglan Range (R) calcaire et dolomie

BASSIN D'INTÉRIEUR DE PLATE-FORME

FORMATION DE BAY FIORD, faciès non évaporitique ou légèrement évaporitique de la partie nord (Bn), *FORMATION DE CAPE WEBSTER* (CW) dolomie, mudrock et calcaire (comprenant parfois de petites quantités de gypse et d'anhydrite)

FORMATION DE BAY FIORD, faciès gypsifère (Bg) dolomie, mudrock, calcaire, gypse et anhydrite

FORMATION DE BAY FIORD, faciès à halite (Bh) dolomie, mudrock, halite, gypse et anhydrite

FORMATION DE BAY FIORD, faciès non évaporitique de la partie sud (Bn), *FORMATION DE BAILLARGE*, membre a (BAI) dolomie, mudrock

PLATE-FORME SUD

FORMATION DE SHIP POINT (SP) dolomie

PLATE-FORME NORD-EST

FORMATION DE WANDEL VALLEY (WV) dolomie, petite quantité de calcaire

ÉPAISSEUR

Limite de faciès (définie, approximative, présumée)

6 — *Isopaque (épaisseur en centaines de mètres)*

4.0 x — *Coupe mesurée (épaisseur en centaines de mètres)*

● — *Puits*

Remarque: Les zones colorées indiquent les endroits où la géologie de surface ou de subsurface est relativement connue

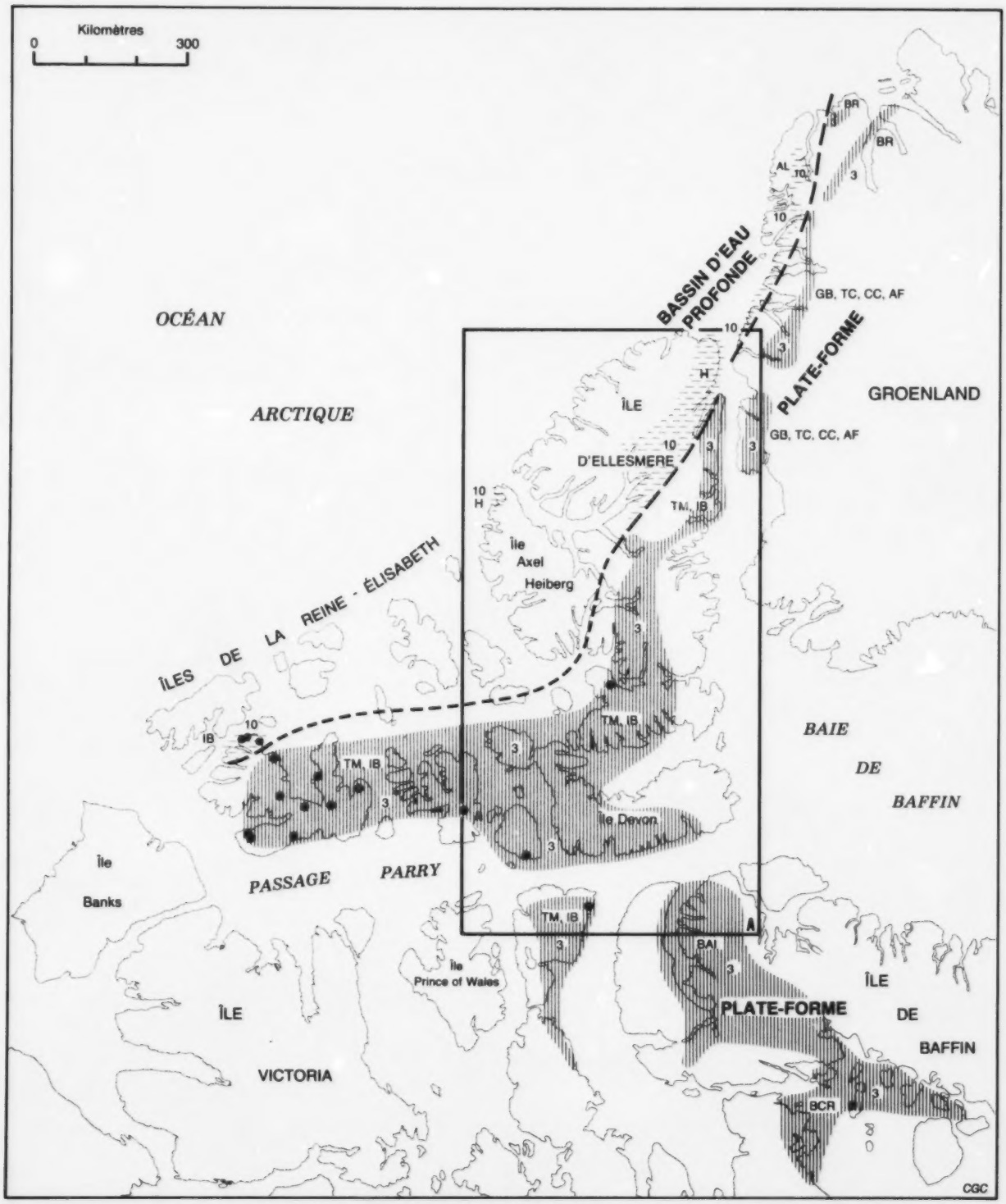
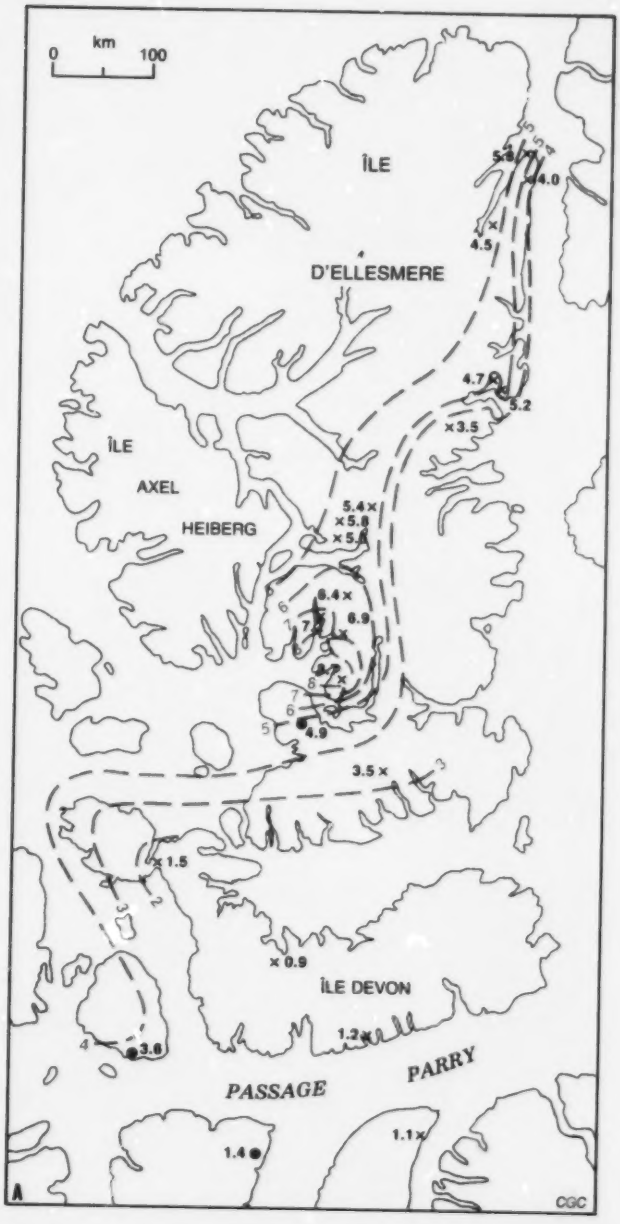


Figure 8B-33. Lithofaciès et associations régionales des roches sédimentaires du Caradocien à la base de l'Ashgillien (P5, excepté la partie inférieure de la Formation d'Allen Bay et ses équivalents). La cartouche A indique l'épaisseur.



LÉGENDE

LITHOFACIÈS ET ASSOCIATIONS RÉGIONALES

BASSIN D'EAU PROFONDE

10 — *FORMATION DE HAZEN* (H), *GROUPE D'AMUNDSEN LAND* (AL) *chert, mudrock et roches carbonatées resédimentées*

10 — *FORMATION D'IBBETT BAY* (IB) *mudrock, roches carbonatées resédimentées, petite quantité de chert*

PLATE-FORME

8 — *FORMATION D'ALEQATSIAQ FJORD* (AF), *partie inférieure du membre B de la FORMATION DE BAILLARGE* (BAI), *GROUPE DE BAD CACHE RAPIDS* (BCR), *FORMATIONS DE BORGLUM RIVER* (BR), *DE CAPE CALHOUN* (CC), *DE GONIOCERAS BAY* (GB), *D'IRENE BAY* (IB), *DE THUMB MOUNTAIN* (TM) *et DE TROEDSSON CLIFF* (TC) *calcaire, petite quantité de dolomie, shale*

ÉPAISSEUR

Limite de faciès (définie, approximative, présumée)

Isopaque (épaisseur en centaines de mètres)

6.4× *Coupe mesurée (épaisseur en centaines de mètres)*

● *Puits*

Remarque: Les zones coloriées indiquent les endroits où la géologie de surface ou de subsurface est relativement connue

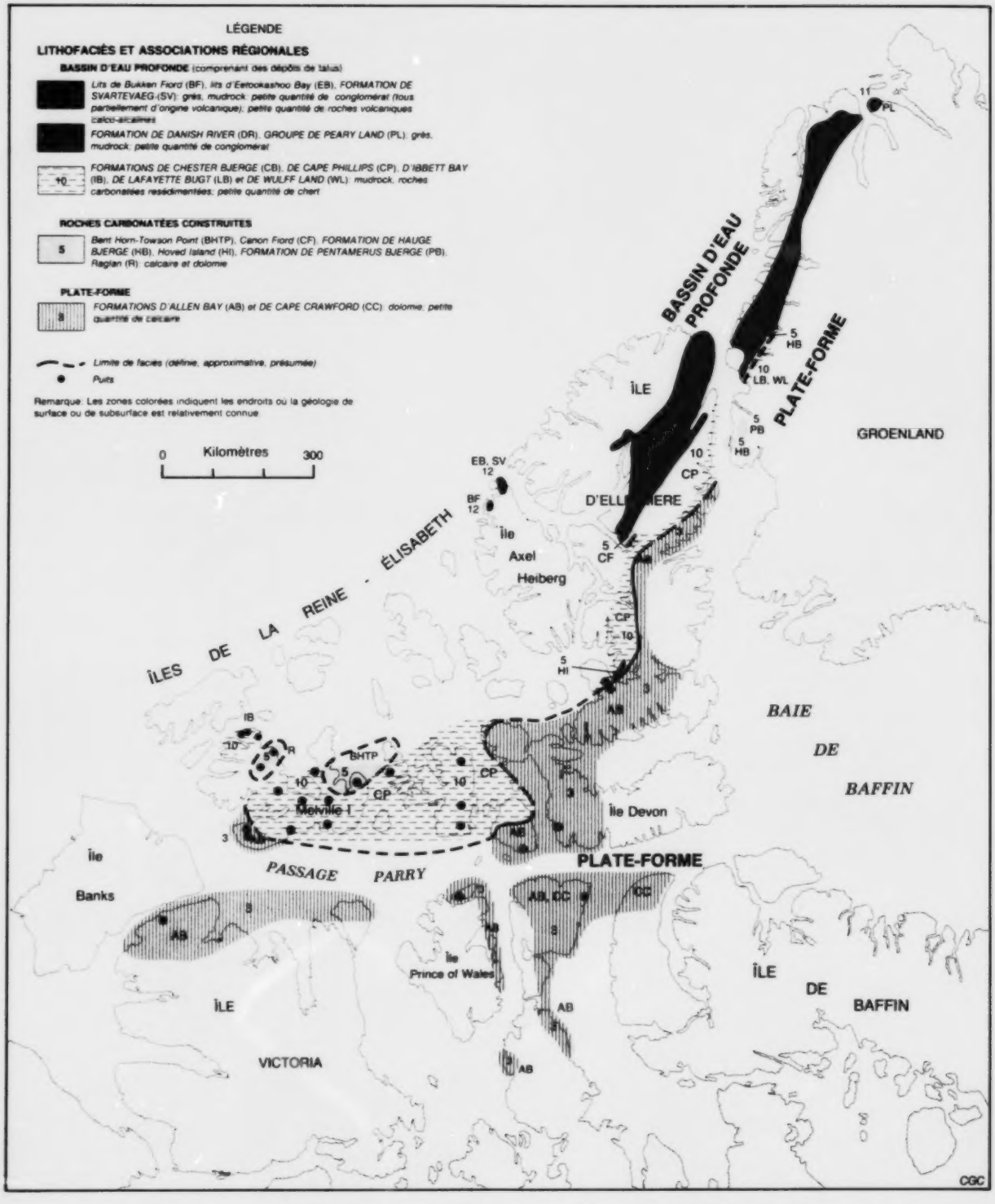


Figure 8B-34. Lithofaciès et associations régionales des roches sédimentaires du Wenlockien (partie de P6a).

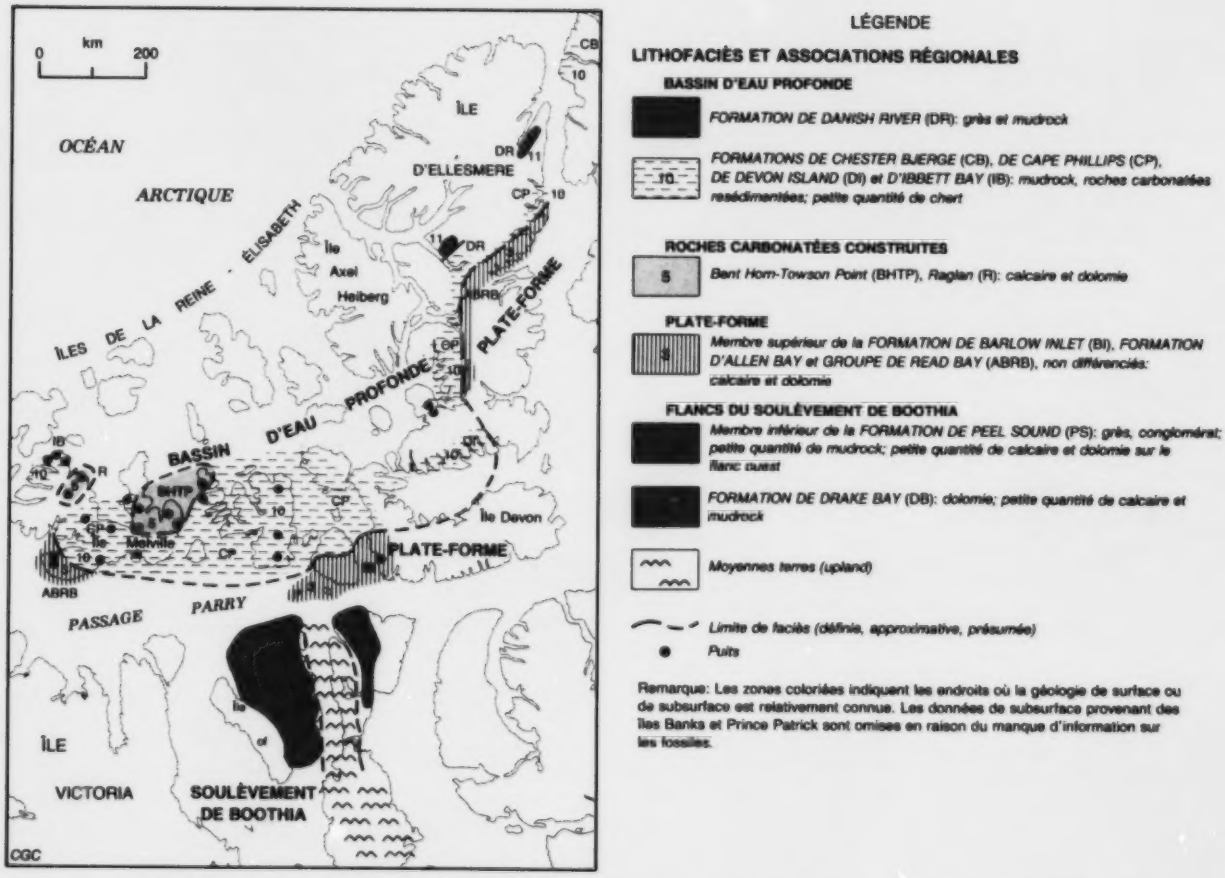


Figure 8B-35. Lithofaciès et associations régionales des roches sédimentaires de la base du Pridolien (partie de P6a).

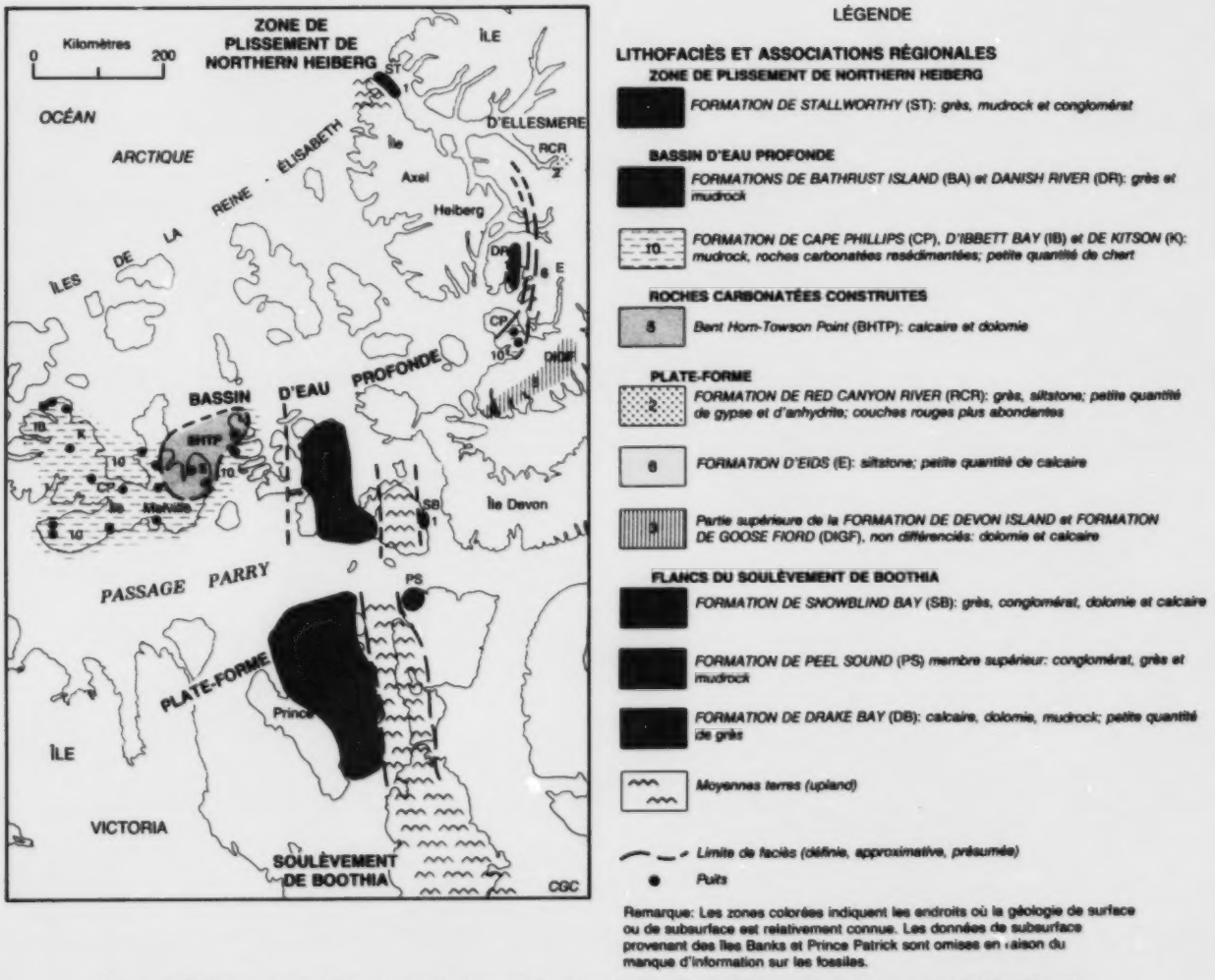
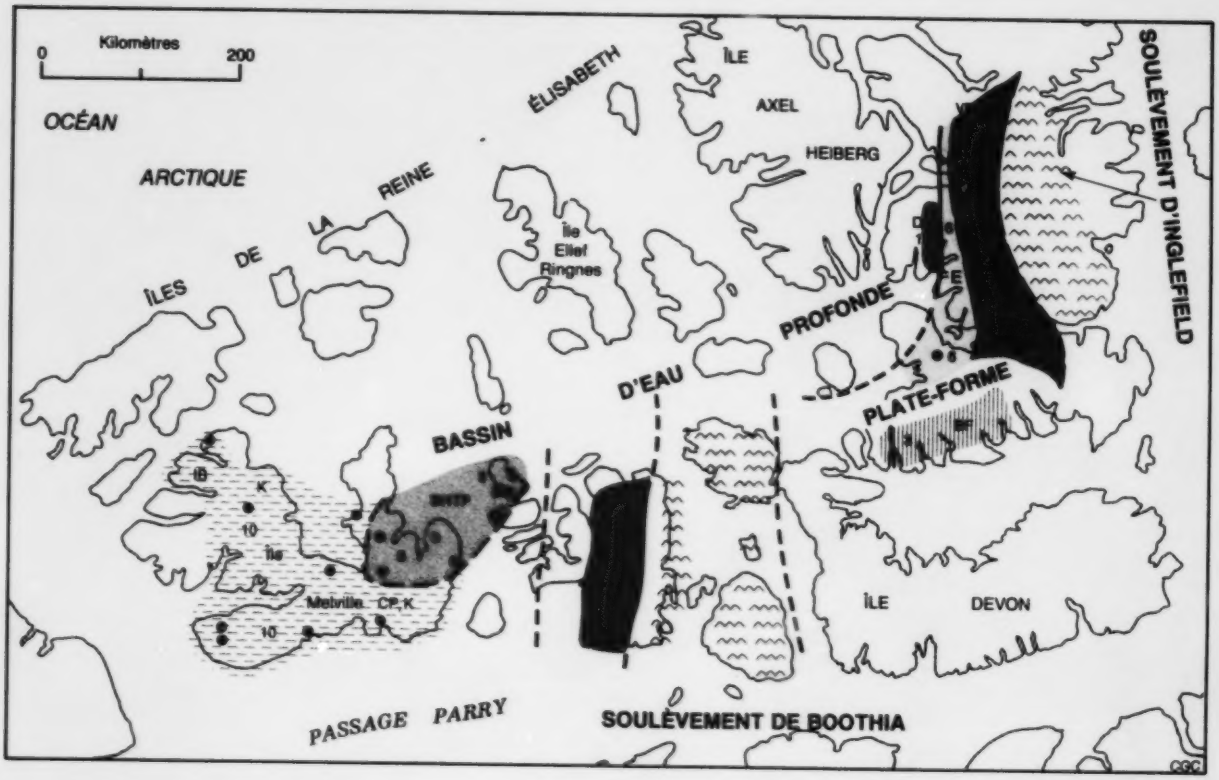


Figure 8B-36. Lithofaciès et associations régionales des roches sédimentaires du sommet du Lochkovien (partie de P6b).

FORMATION DU BASSIN, SÉDIMENTATION ET VOLCANISME DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE, DU CAMBRIEN AU DÉVONIEN INFÉRIEUR



LÉGENDE

LITHOFACIÈS ET ASSOCIATIONS RÉGIONALES

BASSIN D'EAU PROFONDE

FORMATIONS DE DANISH RIVER (DR) *et STUART BAY* (SB): *mudrock, grès; petite quantité de conglomérat dans la baie Stuart*

10 *FORMATIONS DE CAPE PHILLIPS* (CP), *D'IBBETT BAY* (IB) *et DE KITSON* (K): *mudrock; petite quantité de roches carbonatées resédimentées, chert*

DÉPÔTS TRANSITIONNELS

8 *FORMATION D'EIDS* (E): *mudrock principalement; petite quantité de calcaire, et dolomie*

ROCHES CARBONATÉES CONSTRUITES

9 *Bant Horn-Towson Point* (BHTP): *calcaire principalement*

FLANC DU SOULÈVEMENT D'INGLEFIELD

FORMATION DE VENDOM FIORD (VF): *conglomérat (principalement) et grès*

Formations non différenciées de VENDOM FIORD et D'EIDS (VFE): *dolostone, grès, mudrock*

9 *FORMATION DE BLUE FIORD* (BF): *calcaire et dolomie*

Moyennes terres (upland)

Limite de faciès (définie, approximative, présumée)

Puits

Remarque: Les zones colorées indiquent les endroits où la géologie de surface ou de subsurface est relativement connue. Les données de subsurface provenant des îles Banks et Prince Patrick sont omises en raison du manque d'information sur les fossiles.

Figure 8B-37. Lithofaciès des roches sédimentaires de la base de l'Emsien (avant la mise en place de la Formation de Disappointment Bay sur le soulèvement de Boothia) (partie de P6c).

C. BASSIN FRANKLINIEN D'EAU PROFONDE

Introduction

Des conditions marines profondes ont existé dans les parties nord-ouest de l'archipel arctique entre le Cambrien précoce et le Dévonien précoce et ont persisté jusqu'au début du Dévonien moyen dans la partie sud-ouest (nord-ouest de l'île Melville). Le bassin franklinien d'eau profonde se subdivise en une sous-province exclusivement sédimentaire, affleurant par intermittence du nord-est du Groenland au nord-ouest de l'île Melville, et une sous-province sédimentaire et volcanique, affleurant seulement dans le nord de l'île d'Ellesmere et de l'île Axel Heiberg (fig. 8C-1), et comprenant également des sédiments plus anciens et plus récents d'origine marine peu profonde à continentale.

Les résumés relatifs au nord de l'île d'Ellesmere et à l'île Axel Heiberg sont fondés en partie sur des publications (Trettin, 1969b, 1971, 1978, 1979, 1987; Trettin et al., 1979), et en partie sur des manuscrits non publiés qui sont le résultat d'études exhaustives conduites sur le terrain et en laboratoire depuis 1975; seules les sources additionnelles seront citées.

Sous-province sédimentaire

Introduction

Dans l'archipel arctique, la sous-province sédimentaire affleure par intermittence dans une région commençant à l'est de l'île d'Ellesmere, passant par l'extrême nord-ouest de l'île Devon, le nord de l'île Cornwallis, et l'île Bathurst et aboutissant au nord-ouest de l'île Melville. Elle se subdivise en une zone «axiale» au nord-ouest et au nord, qui s'étend au-delà de la marge de la plate-forme dont l'âge s'étend du Cambrien précoce à l'Ordovicien moyen, et une zone «marginale» au sud-est et au sud, qui recouvre des sédiments de plate-forme d'âge ordovicien moyen ou plus récent (fig. 8B-2 — 8B-4, 8C-1 — 8C-2, 8C-14, 8C-26). Le terme «axial» signifie que le bassin d'eau profonde était bordé au nord-ouest par un relief bathymétrique ou topographique. Il est possible de démontrer cette configuration pour le Silurien et le Dévonien précoce d'après des déterminations des paléocourants (fig. 8C-17), mais non pour les périodes plus anciennes. La colonne stratigraphique la plus complète du bassin d'eau profonde, est exposée dans la région axiale du Groenland septentrional et du nord de l'île d'Ellesmere, où se distinguent cinq unités lithologiques de premier ordre désignées de façon informelle par B1 à B5 (B pour bassin). Chacune des unités B3 et B4 se laisse à son tour subdiviser en trois ou quatre grandes sous-unités. Les dix unités ainsi constituées, répertoriées à la figure 8C-2 et au tableau 8C-1, représentent des phases distinctes de l'évolution séquentielle et de l'histoire tectonique de la région (voir ci-dessous, Sommaire et interprétation). Leur lien avec les unités lithologiques formelles est indiqué à la figure 8C-2 et expliqué ci-dessous; leur lien avec les unités lithologiques du plateau franklinien apparaît aux figures 8B-2 à 8B-4 et 8B-27 à 8B-37. Un bref résumé descriptif de ces unités et des unités apparentées de la sous-province volcano-sédimentaire, sera suivi d'une interprétation générale de l'évolution séquentielle. Les deux formations de milieu marin profond, du Dévonien moyen, c'est-à-dire les formations de Blackley (B4d) et de Cape de Bray (B5), sont analysées au chapitre 10.

Roches carbonatées du Cambrien inférieur, nord de l'île d'Ellesmere (B1)

Les lits de Nesmith affleurent dans trois zones étroites et allongées de la partie nord-ouest de la zone de plissement de Hazen (fig. 8C-3). Ils reposent sous la Formation de Grant Land en contact graduel et concordant, et leur base n'affleure pas. L'épaisseur des parties exposées de l'unité n'a pas été déterminée, en raison du petit nombre d'affleurements et de la complexité de la structure.

Les lits de Nesmith sont surtout composés de roches carbonatées impures, resédimentées, de granulométrie variable allant des dimensions de la calcilutite et de la calcarénite à celles d'un conglomérat à cailloux, accompagnées de quantités moindres de grès calcareux, de mudstone calcareux et de mudstone. Les types de roches carbonatées représentés dans les clastes comprennent des grainstones oolitiques et oncolitiques. La calcarénite et la calcilutite comprennent habituellement de 10 à 30 % d'impuretés silicoclastiques, qui sont en grande partie du quartz accompagné d'un faible pourcentage de feldspath, de muscovite et de chlorite. À l'emplacement du glacier Henrietta Nesmith (fig. 8C-3, site HNG), le sommet de la formation est caractérisé par des turbidites qui ne se composent habituellement que des divisions A relativement épaisses (Ta) et montrent une diminution, vers le sommet de la séquence, à la fois de la granulométrie maximale des particules carbonatées et de la teneur en quartz (fig. 8C-4). Si les sédiments ont été transportés par des courants de turbidité chenalisés, ces strates ont été vraisemblablement mises en places dans un milieu de cône moyen (voir Mutti, 1979); si les sédiments ont été transportés par écoulement laminaire, la mise en place s'est sans doute faite dans la partie inférieure où à la base d'un talus (voir McIlraith, 1978).

On n'a trouvé aucun fossile dans les lits de Nesmith, mais ces derniers ont une lithologie et une position stratigraphique comparables à celles du Groupe de Paradisfjeld de la Peary Land (Chapitre 7, stade 2B), daté au Cambrien précoce d'après la présence de *Chancelloria* et d'après les relations stratigraphiques. L'unité corrélative de la plate-forme franklinienne est la Formation d'Ella Bay, qui contient également du sable quartzeux et des oncoïdes (voir 8B, P1b). Les parties supérieures sont peut-être dérivées des portions soulevées de la Formation d'Ella Bay, qui est tronquée par une discordance stratigraphique dans la région sud-ouest du promontoire Judge Daly, et les parties inférieures, dérivées des sédiments marins non consolidés de cette unité.

Sédiments silicoclastiques du Cambrien inférieur, nord de l'île d'Ellesmere (B2)

La Formation de Grant Land affleure principalement dans la région nord-ouest de la zone de plissement de Hazen, et aussi dans la zone de plissement de Northern Heiberg et dans la région sud-ouest de la zone de plissement de Clements Markham (fig. 8C-3). Cette unité est intensément déformée et a, à date, fait seulement l'objet de travaux de reconnaissance. L'analyse stratigraphique qui suit est principalement fondée sur des coupes stratigraphiques

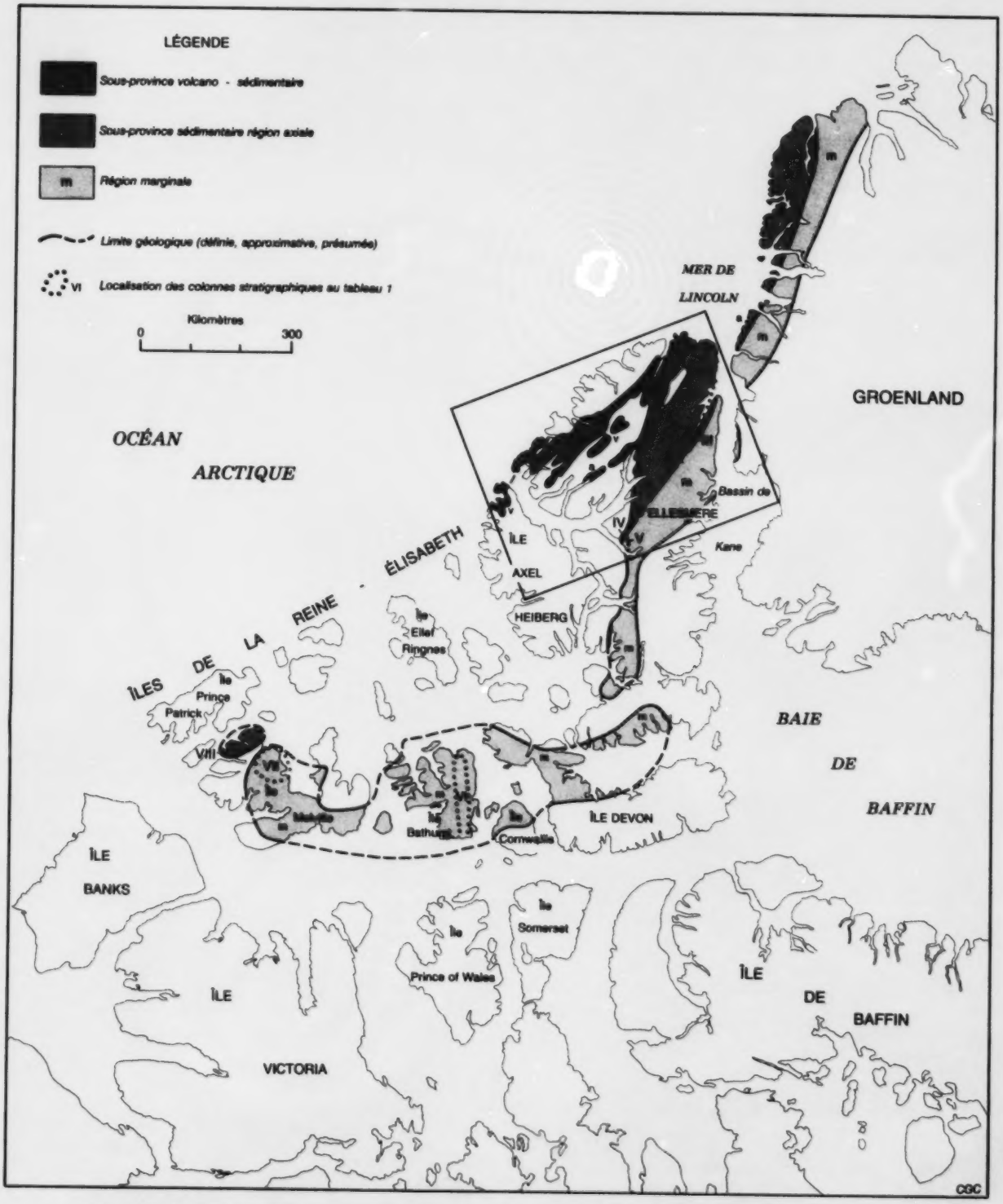


Figure 8C-1. Dans l'archipel arctique et le Groenland septentrional, subdivisions du bassin d'eau profonde du Cambrien au Dévonien et index des figures 8C-3 et 8C-7. Les grandes aires de répartition comprennent les affleurements et sous-affleurements.

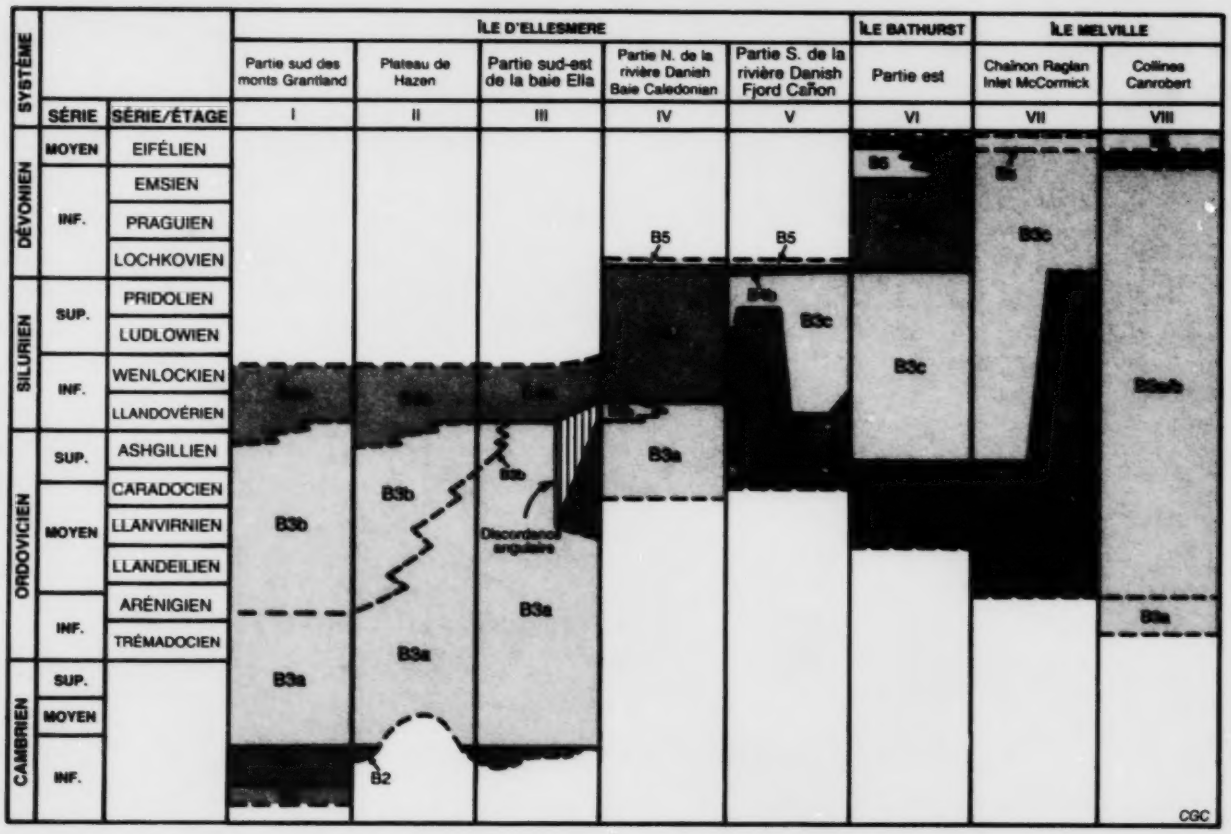


Figure 8C-2. Étages des unités d'eau profonde.

obtenues à l'emplacement du fjord Hare (fig. 8C-3, emplacements HFW, HFE), du fjord Tanquary (TF), du lac Rollrock (RL) et du glacier Henrietta Nesmith (HNG).

La Formation de Grant Land recouvre en contact concordant les lits de Nesmith, et est recouverte par la Formation de Hazen selon un contact abrupt qui pourrait indiquer une discordance stratigraphique sous-marine. Son épaisseur est supérieure à 1,5 km, et peut-être de l'ordre de 2 km.

La Formation de Grant Land est surtout constituée de quartzite et de schiste ardoisier ou de phyllade accompagnés de faibles quantités de conglomérat à cailloux et de conglomérat intraformationnel. Elle se subdivise en trois membres, désignés informellement par A, B et C.

Le **membre A**, l'unité inférieure, atteint environ 70 m d'épaisseur au nord-est du fjord Tanquary. Surtout composée de grès et de mudstones partiellement calcareux, il est caractérisé par des turbidites constituées de la division A seule (Ta), des divisions A et B (Tab), ou des divisions A à C (Ta-c), avec des intercalations de mudstones et de grès non classés à lamination plane. La composition minérale des grès calcareux est comparable à celle des lits de Nesmith. Les turbidites individuelles montrent une diminution, vers le sommet de la séquence, de la granulométrie maximale et de la teneur en carbonates (fig. 8C-5).

Le **membre B** comprend la majeure partie de la formation. Des séquences de Bouma, comparables à celles du membre A, sont présentes dans la partie la plus basse. En majeure partie, le membre est constitué d'une alternance d'unités, dominées par des grès ou des mudstones et séparées par des contacts nets et planaires. Les grès des unités dans lesquelles ils sont dominants ont une granulométrie principalement moyenne à grossière. Des lits sans structure et non classés pouvant atteindre environ 7m d'épaisseur (fig. 8C-6b) sont les plus caractéristiques, mais des strates à lamination plane ou oblique ou rarement à stratification oblique en auge (fig. 8C-6c) sont également présentes. Des unités à granoclassement positif, de 0,15 à 10 m d'épaisseur et généralement pas du type des séquences de Bouma, constituent plus du quart d'une coupe détaillée. Dans cette unité, le grès est caractérisé par une forte teneur en feldspath (la valeur moyenne dans 30 échantillons analysés est de 17 % d'albite et de 4 % de feldspath potassique), et par la présence d'une matrice secondaire de muscovite, de chlorite, de quartz et de feldspath enchevêtrés. Les conglomérats sont massifs ou à stratification oblique en auge et de forme partiellement lenticulaire. Des clastes de mudstone arrachés (fig. 8C-6d) se manifestent dans presque tous les types de roches.

Les unités dominées par le mudstone sont grises ou constituées d'unités alternantes de couches gris verdâtre

Tableau 8C.1 Relations chronologiques entre les principales unités lithologiques de la sous-province sédimentaire du bassin d'eau profonde. (localisation à la figure 8C-1)

B5: surtout du mudstone, un peu de grès et de roches carbonatées d'aspect transitionnel (cône sous-marin à plate-forme externe); limitée à la zone marginale où elle recouvre les unités B3c, B4b ou B4c; Dévonien précoce à Dévonien moyen, diachrone.

- Formation d'Eids de l'île d'Ellesmere et de l'île Bathurst
- Formation de Cape de Bray (partie inférieure), nord-ouest de l'île Melville

B4: grès, mudstone et un peu de conglomérat dérivés principalement de sources orogéniques (flysch); un peu de roches carbonatées provenant d'une plate-forme; très diachrone avec intervalle global d'âge compris entre l'Ordovicien tardif et le Dévonien moyen.

B4a: mudstone, grès, un peu de conglomérat et roches carbonatées provenant d'une plate-forme; occupe la région axiale du Groenland septentrional et le nord de l'île d'Ellesmere où elle recouvre B3b ou, par endroits, B3a; diachrone, avec intervalle global d'âge compris entre l'Ordovicien tardif et le Dévonien précoce.

- Formations de Merqujôq, de Lauge Koch et de Nordkronen avec des lentilles de la Formation de Wulff Land au Groenland
- Formation de Danish River dans le nord de l'île d'Ellesmere

B4b: grès, mudstone, petite quantité de roches carbonatées provenant d'une plate-forme; occupe la région marginale du Groenland septentrional et du centre de l'île d'Ellesmere où elle recouvre B3c ou des roches carbonatées de plate-forme; diachrone avec un intervalle global d'âge compris entre la fin du Silurien précoce et le Dévonien précoce.

- Formation de Lauge Koch au Groenland
- Formation de Danish River dans la partie centrale de l'île d'Ellesmere

B4c: grès, mudstone petite quantité de roches carbonatées provenant d'une plate-forme; occupe la région marginale des îles Bathurst et Cornwallis (flanc ouest du soulèvement de Boothia) où elle recouvre B3c: Dévonien précoce

- Formations de l'île Bathurst et de Stuart Bay dans l'île Bathurst

B4d: grès, mudstone; recouvre B3b dans la région axiale du nord-ouest de l'île Melville; fin du Dévonien précoce au Dévonien moyen

- Formation de Blackley

B3: proportions variables de roches carbonatées provenant d'une plate-forme, mudstone à graptolites et chert à radiolaires, avec ou sans chert secondaire et petites quantités de grès; très diachrone, avec intervalle global d'âge compris entre la toute fin du Cambrien précoce et le Dévonien précoce.

B3a: prédominance de roches carbonatées, chert à radiolaires en moindre abondance; limitée à la région axiale; de la toute fin du Cambrien précoce à l'Ordovicien tardif ou Silurien précoce; limite supérieure diachrone

- Groupe de Vølvedahl au Groenland
- membre carbonaté de la Formation de Hazen, nord de l'île d'Ellesmere
- Formation de Canrobert et parties de la Formation d'Ibbett Bay, nord-ouest de l'île Melville

B3b: surtout du mudstone à graptolites et chert, roches carbonatées peu abondantes ou absentes, grès rare ou absent; limitée à la partie nord ou nord-ouest de la région axiale; très diachrone, avec intervalle global d'âge compris entre l'Ordovicien précoce et le Dévonien précoce.

- Groupe d'Amundsen Land de la Peary Land au Groenland
- membre cherteux de la Formation de Hazen, dans le nord de l'île d'Ellesmere
- parties de la Formation d'Ibbett Bay, dans le nord-ouest de l'île Melville

B3c: surtout des roches carbonatées provenant d'une plate-forme et mudstone à graptolites, un peu de chert à radiolaires et de grès; limitée à la région marginale où elle recouvre les roches carbonatées de plate-forme de l'Ordovicien ou du Silurien; séparée du bassin principal par des constructions carbonatées dans certaines régions; très diachrone, avec intervalle d'âge global compris entre l'Ordovicien tardif et le Dévonien précoce.

- majeure partie des Formations de Lafayette Bugt et de Wulff Land au Groenland
- Formation de Cape Phillips dans les îles Cornwallis, Bathurst, Melville et d'Ellesmere
- Formation de Devon Island dans le nord-ouest de l'île Devon et le sud-ouest de l'île d'Ellesmere
- Formation de Kitson du nord-ouest de l'île Melville

B2: sédiments silicoclastiques fins à grossiers provenant du craton; affleurements limités au Groenland septentrional et au nord de l'île d'Ellesmere; du Cambrien moyen à la fin du Cambrien précoce.

- Groupe de Polkorridoren du Groenland
- Formation de Grant Land dans le sud des monts Grant Land, dans le nord de l'île d'Ellesmere

B1: surtout des roches carbonatées provenant d'une plate-forme, un peu de sédiments silicoclastiques; affleurements limités au Groenland septentrional et au nord de l'île d'Ellesmere; Cambrien précoce.

- Groupe de Paradisfjeld du Groenland
- lits de Nesmith dans le sud des monts Grant Land, dans le nord de l'île d'Ellesmere.

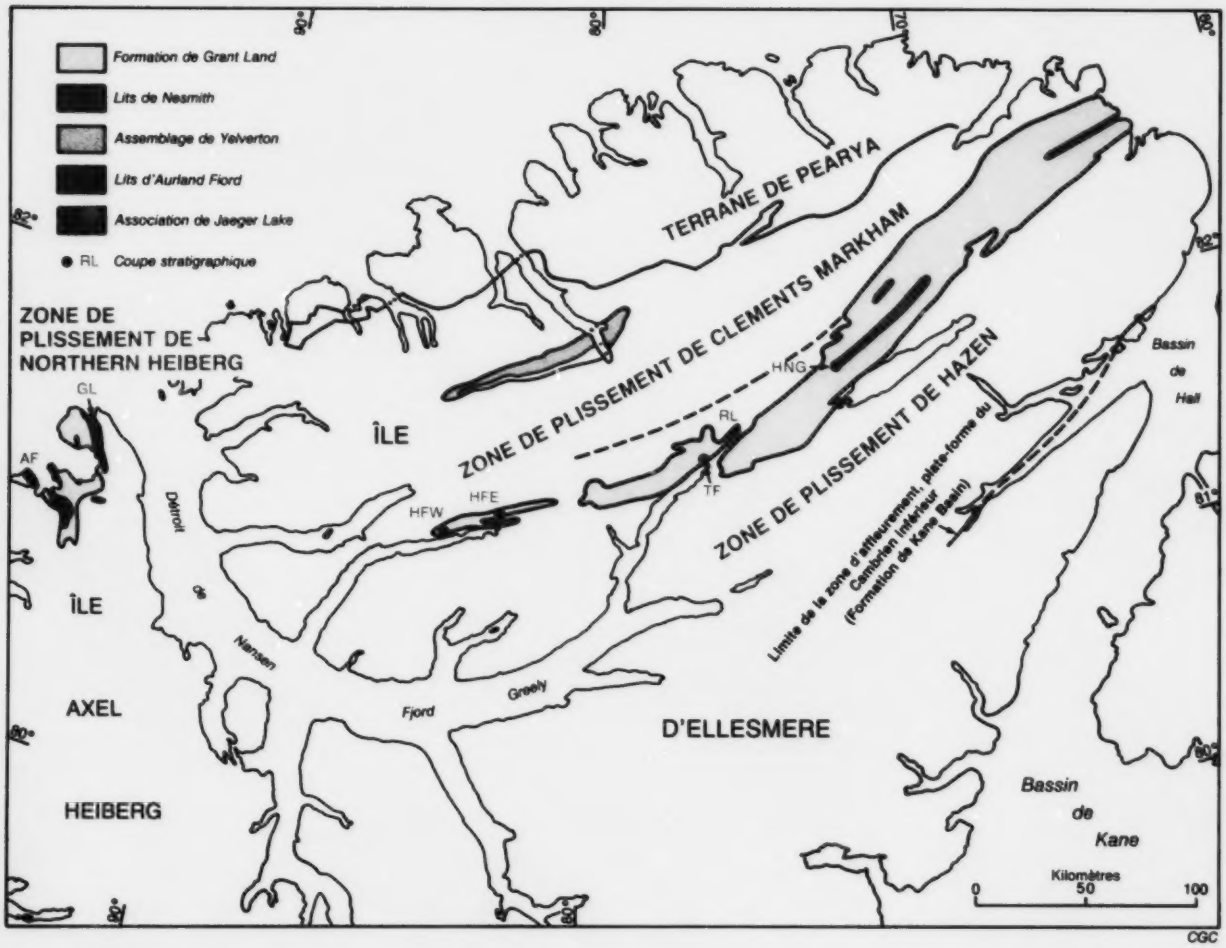


Figure 8C-3. Grandes régions d'affleurements d'unités sédimentaires du Cambrien inférieur, dans le nord de l'île d'Ellesmere et l'île Axel Heiberg; on observe également des unités d'âge incertain, qui datent du Protérozoïque ou du début du Paléozoïque. (Désignation des coupes : AF = Aurland Fiord; HFE = est de Hare Fiord; HFW = ouest de Hare Fiord; HNG = Henrietta Nesmith Glacier; RL = Rollrock Lake; TF = Tanquary Fiord)

et rouge violet, habituellement très étendues. La chlorite (accompagnée d'un peu de muscovite), pseudomorphe de la glaucone, est fréquente dans la partie supérieure du membre.

Le **membre C**, dont la puissance ne dépasse probablement pas quelques centaines de mètres, est surtout constitué de mudstones dans lesquels la proportion de grès diminue vers le sommet; les grès forment des lits sans structure atteignant parfois plusieurs mètres d'épaisseur, et des unités plus minces à lamination plane ou oblique. Les grès diffèrent de ceux du membre B par leur granulométrie plus fine et leur teneur plus élevée en quartz. Les mudstones sont semblables à ceux du membre B, mais contiennent des proportions plus élevées de glauconie altérée.

Les grès et les conglomérats épais et sans structure de la Formation de Grant Land ont probablement été mis en place par des flots de débris sableux ou des courants de turbidité de forte densité ayant la capacité d'éroder et de transporter de gros fragments de mudstone. Les séquences à granoclassement normal sont interprétées comme des remplissages de chenaux qui ont graduellement été abandonnés. La plupart des chenaux ont dû être si larges et si peu profonds qu'il est impossible de les reconnaître dans

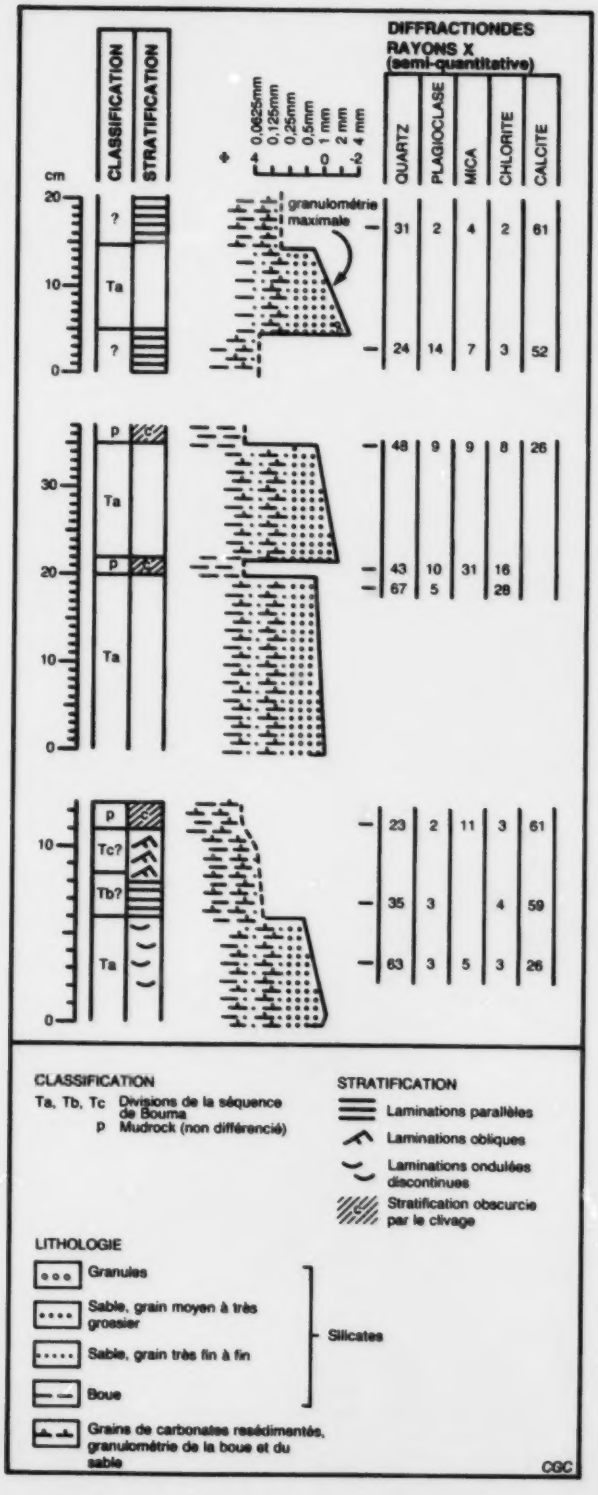


Figure 8C-4. Lits de Nesmith; stratigraphie des turbidites observées sur l'emplacement du glacier Henrietta Nesmith.

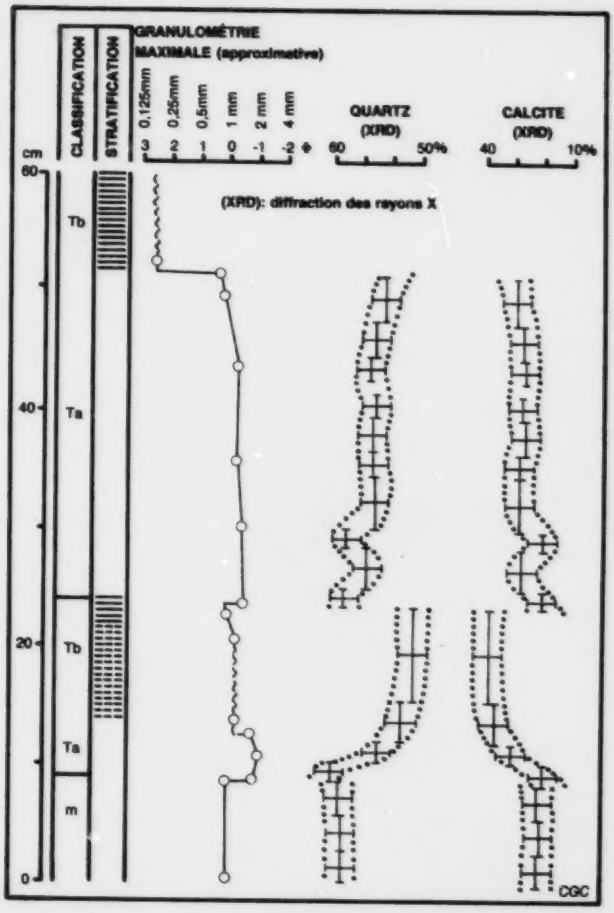


Figure 8C-5. Turbidites du membre A de la Formation de Grant Land; variations de la granulométrie et de la composition minérale.

les affleurements, mais de petits chenaux de quelques mètres de largeur et de moins d'un mètre de profondeur sont à découvert par endroits. Les unités à mudstone prédominant ne semblent pas représenter les faciès équivalents des unités à sable prédominant et ont vraisemblablement été mises en place par des couches «néphéloïdes» (c.-à-d., chargées de boue) au cours d'intervalles où ne se produisait aucun flot de sédiments, peut-être en raison du niveau élevé de la mer. La rareté des séquences de Bouma, qui semblent se limiter au niveau le plus bas de la formation, indique que les courants de turbidité de densité moyenne à faible n'ont joué qu'un rôle secondaire dans la sédimentation des membres B et C. Par conséquent, ces unités représentent soit des milieux de cône supérieur et les chenaux d'un milieu de cône moyen, soit plus vraisemblablement une variante du «cône à faible capacité de transport» de Mutti (1979) ou du cône «inefficace» de Homewood et Caron (1982).

Les fragments carbonatés trouvés dans le membre A, comme ceux présents dans les lits de Nesmith sous-jacents, viennent probablement des roches carbonatées de la

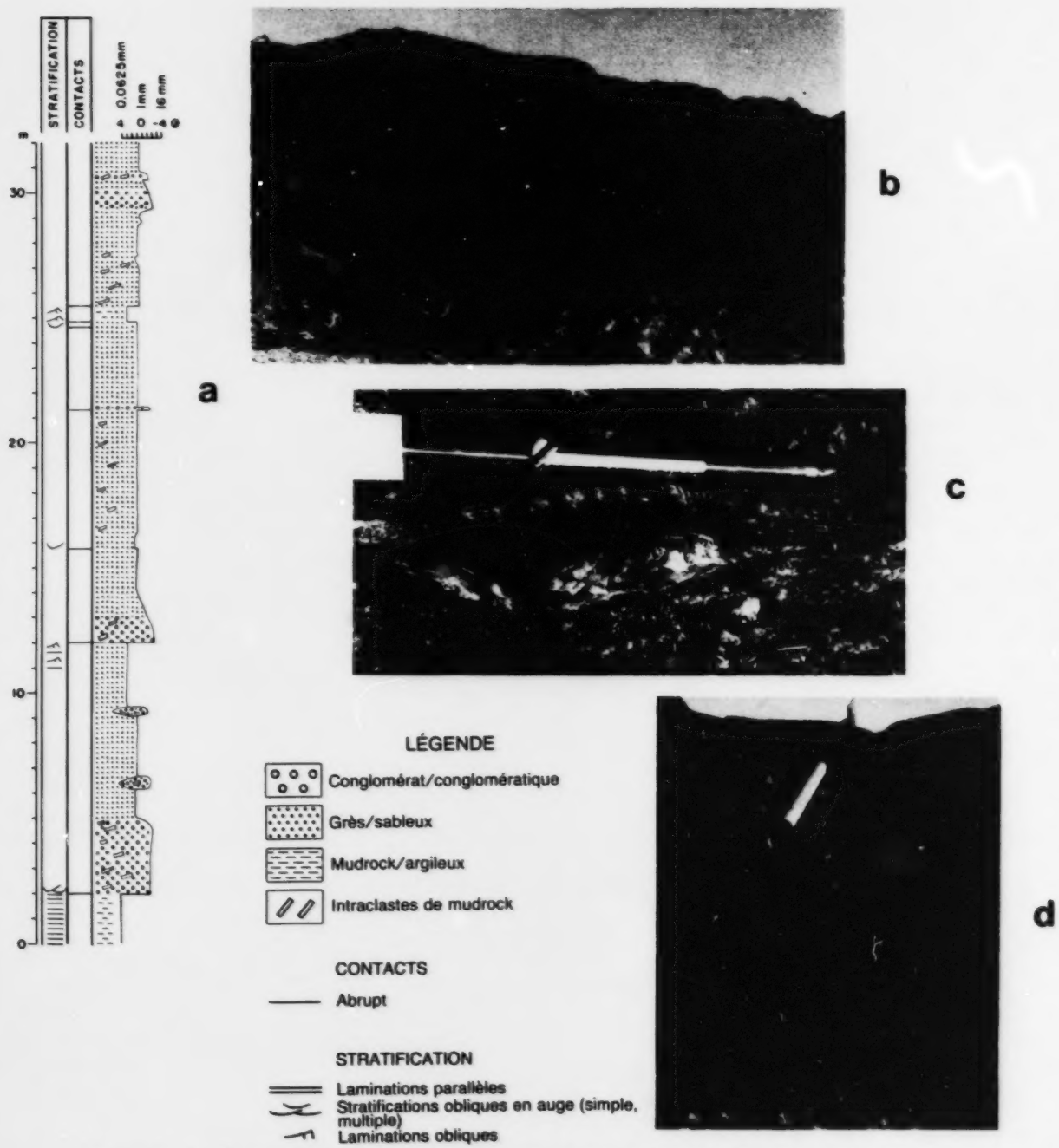


Figure 8C-6. Membre B de la Formation de Grant Land, dans la région du fjord Tanquary. (a) Colonne détaillée des séquences typiques à granoclassement normal. (b) Affleurements typiques; tige d'une longueur de 1,5 m sur le lit de grès massif. (c) Stratification oblique en auge. (d) Chenal rempli de clastes de mudstone arrachés.

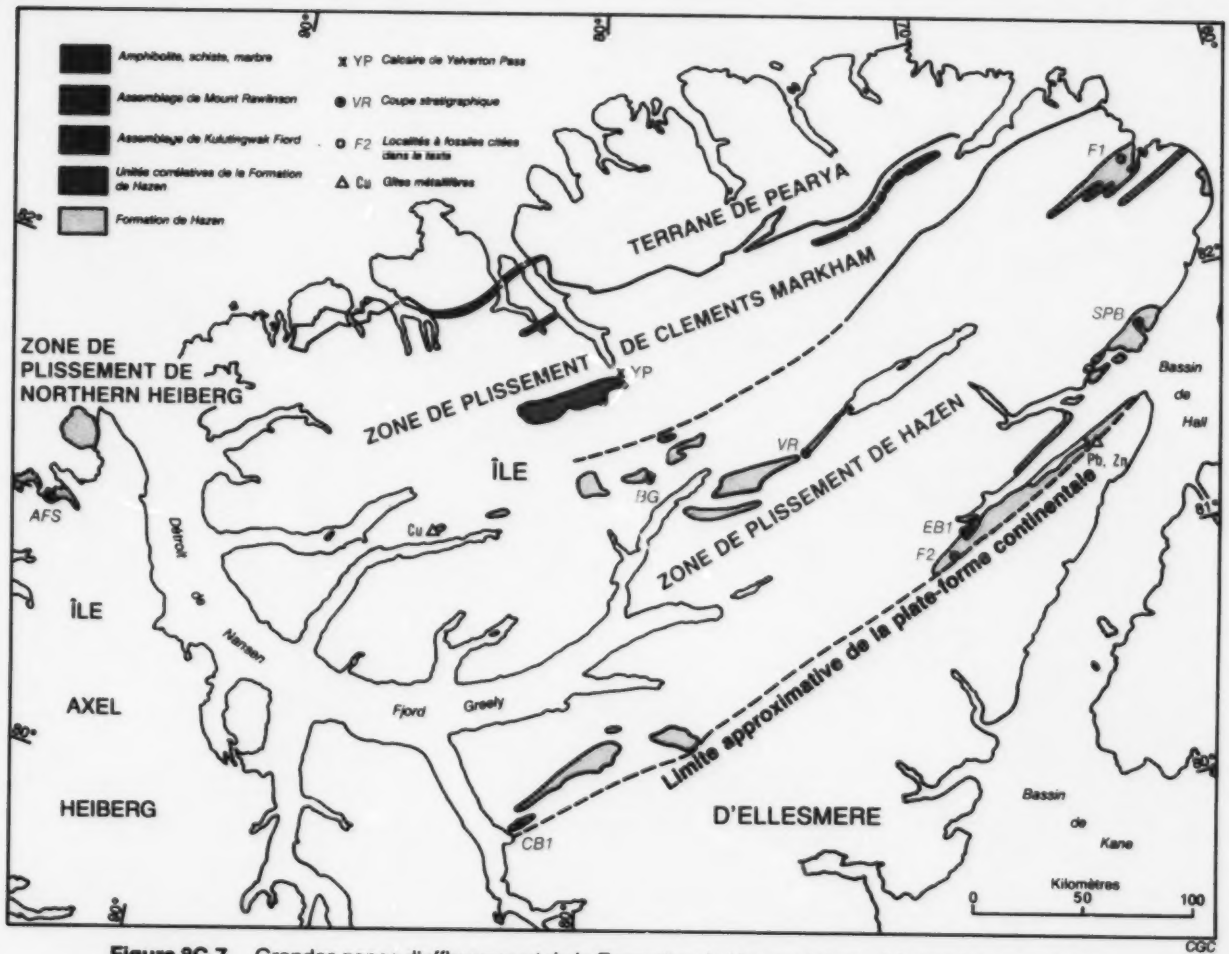


Figure 8C-7. Grandes zones d'affleurement de la Formation de Hazen et des unités corrélatives, et index de la figure 8C-8. (Désignation des coupes: BG = Bent Glacier, CB1 = Caledonian Bay nº 1, EB1 = Ella Bay nº 1, SPB = St. Patrick Bay, VR = Very River, AFS = sud d'Aurland Fiord. On observe des fossiles llandovériens au sommet de la formation aux emplacements F1 et F2.

province de la plate-forme (chapitre 8B), en particulier de la Formation d'Ella Bay, qui présente une discordance stratigraphique à son sommet. Les corrélations de faciès avec le Groupe d'Ellesmere semblent indiquer que les silicates proviennent du craton. Une analyse par U-Pb de quatre fractions de zircons provenant d'un grès feldspathique à grain grossier trouvé près du fjord Tanquary a indiqué un âge radiométrique correspondant au début du Protérozoïque, ou plus ancien, dépassant 2200 Ma (Trettin et al., 1987).

La Formation non fossilifère de Grant Land a été mis en corrélation avec le Groupe de Polkorridoren du Groenland septentrional et le Groupe d'Ellesmere du Cambrien inférieur de la plate-forme franklinienne à partir de relations lithostratigraphiques.

Roches carbonatées, mudstone et chert, du Cambrien inférieur au Silurien inférieur, nord de l'île d'Ellesmere (B3a, B3b)

La Formation de Hazen, succession condensée composée de roches carbonatées resédimentées qui sont surtout des sédiments clastiques impurs à grain fin, et aussi de chert (fig. 8C-7 et 8C-8), recouvre la partie supérieure de la Formation de Kane Bassin (Cambrien inférieur) du Groupe d'Ellesmere dans la province de la plate-forme (voir le chapitre 8B), avec un contact concordant et graduel près du fond du fjord Archer (fig. 8C-9). Les trilobites de la fin du Cambrien précoce *Olenellus* sp. et *Wanneria*? sp. ont été trouvés dans la partie basale de la Formation de Hazen dans cette région. Plus au nord-ouest, la Formation de Hazen recouvre la Formation de Grant Land avec un con-

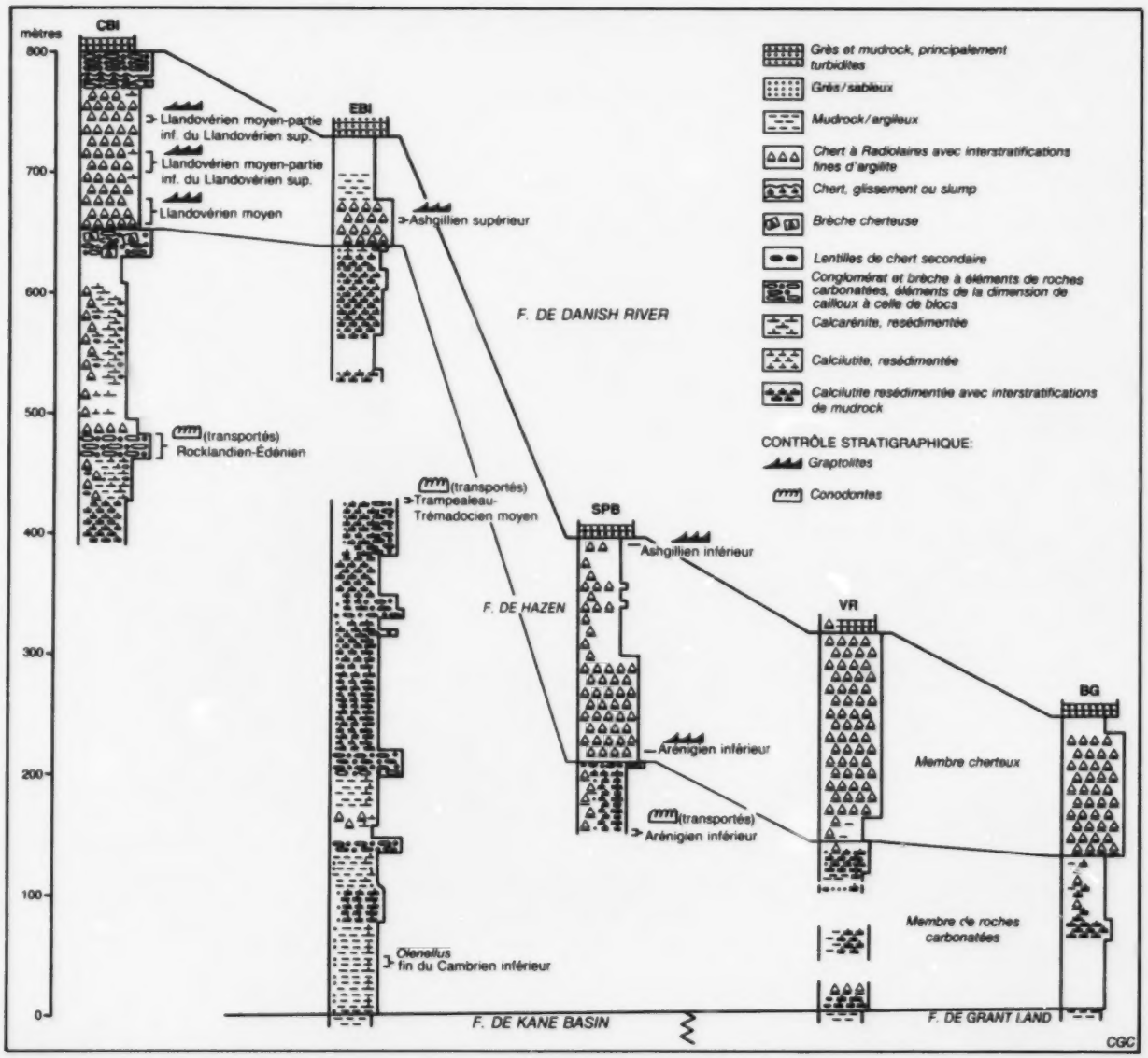


Figure 8C-8. Coupes stratigraphiques de la Formation de Hazen.

tact abrupt qui pourrait indiquer une discordance stratigraphique sous-marine. Au sud-est, elle passe graduellement aux unités carbonatées de la plate-forme franklinienne. Elle est recouverte, le plus souvent abruptement, par un flysch de la Formation de Danish River. Des fossiles du sommet de la Formation de Hazen datent de la toute fin de l'Ordovicien dans le profil SPB (fig. 8C-7, 8C-8); du Llandovérien (antérieur à la toute fin du Llandovérien) à l'emplacement F1; du Llandovérien moyen à l'emplacement F2, et de la fin du Llandovérien dans le profil CF1.

La Formation de Hazen atteint sa puissance maximale à la limite sud-est du faciès, mais ne peut être mesurée à cet endroit; un profil palinspastique reconstruit laisse supposer que plus de 1 km de strates sont présentes (fig. 8C-26). La formation s'amincit remarquablement au nord-ouest, passant de 632 m au fond de la baie Ella (fig. 8C-7 et 8C-8, coupe EB1) à environ 250 m à l'emplacement du glacier Bent (coupe BG).

La Formation de Hazen se subdivise en deux unités d'étendue régionale, une unité inférieure à prédominance de roches carbonatées resédimentées (B3a — membre carbonaté) et une unité supérieure caractérisée par un chert à radiolaires (B3b — membre cherteux). Le contact entre ces deux unités est fortement diachrone, et devient plus ancien le long de la ligne de la coupe stratigraphique

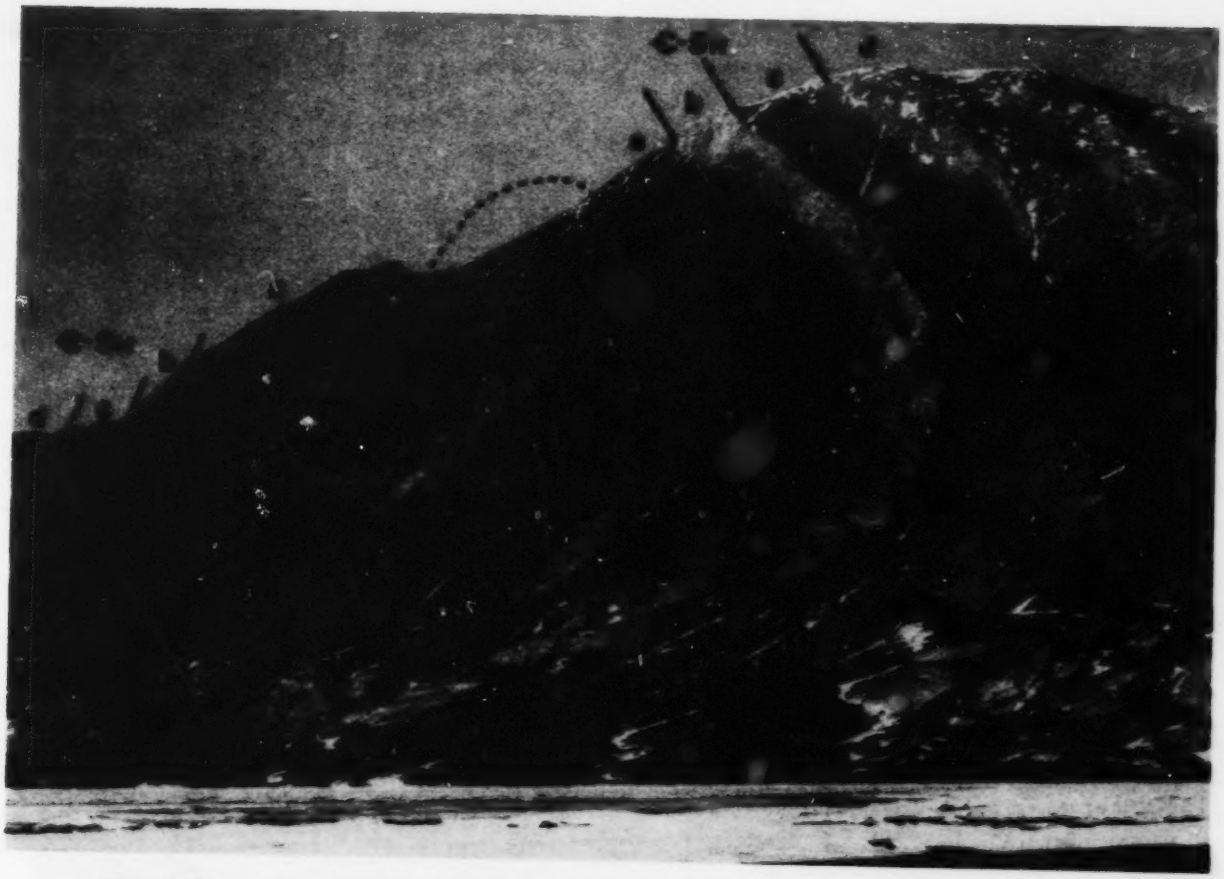


Figure 8C-9. Contact entre la Formation de Kane Basin (Ꞓ$_{EK}$) et la Formation de Hazen (Ꞓ-S$_H$), au sud-est de la baie Ella, dans le fjord Archer; les unités a à b sont des sous-divisions de la partie inférieure du membre carbonaté, et l'unité b est le conglomérat à éléments de roches carbonatées de la figure 8C-10e.

transversale (fig. 8C-8). Cette limite date du Llandovérien moyen à l'emplacement du fjord Cañon (coupe CF 1), de l'Ashgillien ou d'un peu plus tard dans la baie Ella (coupe EB1), et de l'Arénigien dans la baie St. Patrick (coupe SPB). Dans certaines régions, les deux membres sont difficiles à distinguer, puisqu'ils ont été remplacés en grande partie par du chert secondaire.

Le **membre de roches carbonatées** peut être décrit en fonction de trois lithofaciès reconnus dans les profils stratigraphiques de la figure 8C-8, mais n'a pas encore été cartographié. Le faciès (A) tout à fait au sud-est est constitué uniquement de calcilutite et de mudstone calcareux et dolomitique finement interlaminés. Il est adjacent à la limite séparant les faciès des sédiments de plate-forme et affleure seulement dans la région située au sud-est de la baie Ella et du fjord Archer.

Le faciès central (B) se compose surtout de roches carbonatées resédimentées dont la granulométrie se situe entre la dimension de la calcilutite et celle du conglomérat à blocs, accompagnées de sédiments clastiques fins, finement interstratifiés, et d'une très petite quantité de chert à radiolaires. Il est bien développé dans les profils CF1 et EB1.

Le faciès nord-ouest (C), caractéristique des profils SPB, VR et BG, est constitué d'une interstratification fine de roches carbonatées et de sédiments clastiques à grain fin, accompagnés de faibles proportions de chert à radiolaires. Les roches carbonatées sont surtout de la calcilutite, mais des calcarénites et de rares conglomérats à cailloux sont également présents.

Le **membre cherteux** est composé en majeure partie de chert à radiolaires et d'argilite graptolitique finement interstratifiés, mais il comprend également, dans le fjord Cañon (coupe CF1) et au nord du fond de la baie Ella, un conglomérat de roches carbonatées. L'intervalle d'âge de ce membre, et la proportion qu'il représente dans l'ensemble de la formation, diminuent tous deux vers le sud-est. Dans la baie Ella, le membre s'amenuise progressivement en biseau avant d'atteindre le contact séparant les faciès des roches carbonatées de plate-forme.

Les types de roches de la Formation de Hazen peuvent être placés dans huit assemblages génétiques, décrits par ordre de proximité décroissante par rapport à la limite sud-est des faciès.

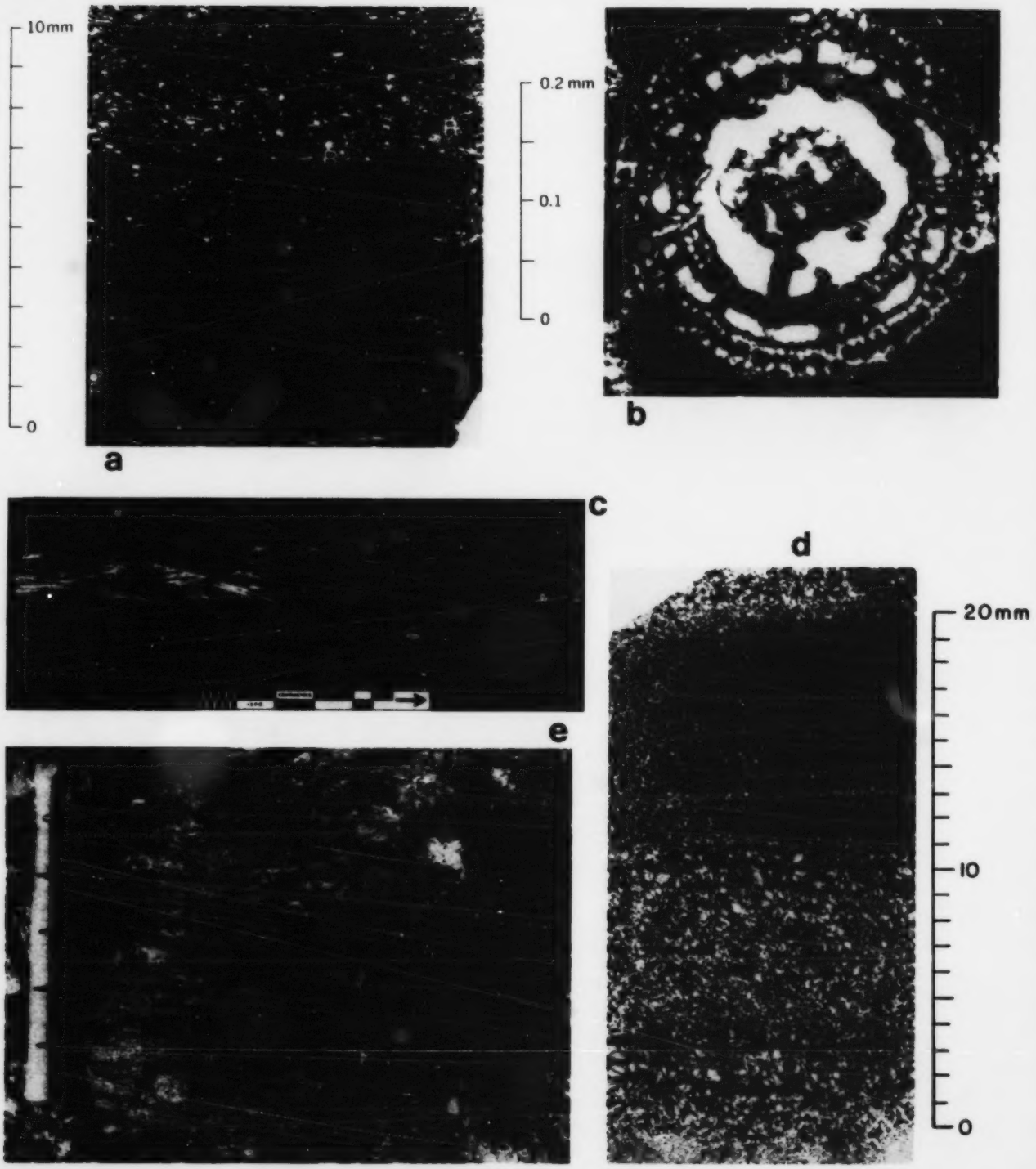


Figure 8C-10. Type de roches de la Formation de Hazen. (a) Chert à radiolaires (R) légèrement argileux et finement laminé; (b) gros plan d'un radiolaire *(Flustrella* sp.); (c) Mudstone calcareux à lamination parallèle et à microlamination oblique; (d) calcarénite granoclassée; (e) conglomérat à éléments de roches carbonatées.

1. **De la calcilutite impure et du mudstone calcareux et dolomitique finement intercalés** composent entièrement le faciès A, mais apparaissent également dans les faciès B et C. Les roches sont caractérisées par une lamination mince, plane ou ondulée, comportant parfois des laminations obliques, généralement d'échelle microscopique. Le milieu de transition et les trilobites indigènes (?) (*Glossopleura* associé à *Ogygopsis*) semblent indiquer un milieu de sédimentation de talus supérieur dans le cas du faciès A, mais les laminites ont un plus vaste domaine de sédimentation; leur mise en place s'est probablement faite à partir de couches néphéloïdes générées par des tempêtes sur la plate-forme adjacente.

2. **Des laminites interrompues, des brèches et conglomérats apparentés** composés de fragments discoïdes, parallèles au litage ou inclinés par rapport au litage, et pouvant atteindre plusieurs mètres de longueur (fig. 8C-10e), sont fréquents dans le faciès B. Les épaisseurs mesurées varient de 0,35 m à 31 m. Deux unités distinctives de la région de la baie Ella ont une étendue palinspastique minimale de 16 x 10 km (parallèle et normale à la direction des couches respectivement).

3. Un seul exemple d'un dépôt de **glissement sous-marin issu de la plate-forme** est connu, et cela dans la partie sud-est du faciès B dans la baie Ella. Il se compose d'un bloc de dolomie massive, d'environ 30 m d'épaisseur et de dizaines de mètres ou plus de longueur en direction parallèle au litage, et passe latéralement à un conglomérat à roches carbonatées.

4. **Des conglomérats sous-marins à faunes benthiques** n'ont été observés que dans la baie Caledonian, dans le membre de roches carbonatées (faciès B) et dans le membre cherteux. Ils ont une fabrique à support par matrice, sont massifs et désorganisés, et représentent des flots de débris subaquatiques provenant de la marge de plate-forme adjacente. Leur épaisseur varie de 18 à 27 m, et l'un d'eux atteint plus de 14 km de longueur en direction parallèle au litage.

5. Des couches granoclassées de **calcarénite et calcilutite** se manifestent fréquemment seulement dans la région de la baie Caledonian (fig. 8C-10e), où elles sont associées aux conglomérats fossilifères mentionnés. Elles représentent probablement des turbidites formées à partir de flots de débris subaquatiques.

6. **De la calcilutite et de la calcarénite impures et finement interstratifiées, du grès et du mudstone dolomitiques et calcareux**, présentant une lamination plane et parfois oblique (fig. 8C-10c), sont très répandus dans les faciès B et C. La majeure partie de ces sédiments sont vraisemblablement des turbidites distales commençant par Tb, Tc, ou Td, bien que les granoclassements soient rares ou très faibles.

7. **Du chert à radiolaires et de l'argilite interlaminés** apparaissent surtout dans le membre cherteux, et en plus petites quantités seulement dans les faciès B et C du membre de roches carbonatées. Le chert forme des lamines et des lits de 0,5 à 20 cm d'épaisseur qui sont séparés par des lamines d'argilite (fig. 8C-10a). Les radiolaires sont habituellement conservés sous forme de sphérolites ou d'ellipsoïdes libres d'inclusions, d'un micron à quelques dizaines de microns de diamètre, et qui présentent rarement des détails squelettiques (fig. 8C-10b). Les roches sont de teinte gris moyen à surtout foncé et contiennent de rares graptolites.

8. **Le chert secondaire** se manifeste le plus souvent sous forme de lentilles de l'ordre de quelques centimètres ou décimètres de longueur, mais il remplace dans certaines régions de grandes parties de la formation.

En résumé, la Formation de Hazen est principalement constituée de roches carbonatées resédimentées, qui se sont formeés sur la plate-forme franklinienne adjacente puis ont été transporteés dans le bassin par différents processus comme les glissements sous-marins, les flots gravitaires de sédiments, et la précipitation des sédiments en suspension dans les couches néphéloïdes générées par les tempêtes. Des quantités moindres de sédiments clastiques de granulométrie comprise entre celle des argiles et des sables fins, et associés aux roches carbonatées, ont traversé la plate-forme et subi les mêmes processus. La troisième composante comprend les lits cherteux à radiolaires et les argilites associées d'origine pélagique. La proportion des sédiments clastiques et carbonatés et l'épaisseur de la formation décroissent vers le nord-ouest, c.-à-d. en s'éloignant de la source de ces sédiments, alors que la proportion de chert décroît dans la direction opposée. La proportion des sédiments clastiques et carbonatés par rapport à celle du chert à radiolaires diminue aussi à mesure que l'on monte dans la formation, signe que les conditions sont devenues graduellement défavorables aux processus de resédimentation à l'Ordovicien moyen et tardif. Dans la province de la plate-forme, cet intervalle de temps a été marqué par une importante transgression, doublée d'une subsidence tectonique graduelle de la plate-forme externe à partir de l'Ordovicien tardif, ce qui explique la formation de vastes plates-formes submergées relativement profondes (voir le chapitre 8B).

Roches carbonatées, mudstone et chert de l'Ordovicien inférieur au Dévonien inférieur, nord-ouest de l'île Melville (B3a, B3b)

Des sédiments carbonatés d'eau profonde, des mudstones et des cherts, comparables à ceux de la Formation de Hazen, sont contenus dans les formations de Canrobert et d'Ibbett Bay. Établies par Tozer et Thorsteinsson (1964), ces unités font actuellement l'objet d'études plus détaillées, mais à l'heure actuelle, seules des données préliminaires sont disponibles (Robson, 1985; Goodbody et Christie, ms. inédit). La Formation de Canrobert correspond à l'unité B3a; la Formation d'Ibbet Bay est transitionnelle entre B3a et B3b.

La **Formation de Canrobert** a une épaisseur minimale d'environ 460 m et sa base n'est pas exposée. L'âge de son sommet est établi à la fin de l'Arénigien d'après l'examen des graptolites; la base exposée date du Trémadocien d'après l'examen des trilobites (fig. 8C-11).

Trois lithofaciès sont identifiés de la manière suivante:

1. Le lithofaciès le plus abondant est constitué de calcilutite et de dolomie apparentée, à lamination plane et microlamination oblique. La mise en place de ces roches s'est probablement faite à partir de couches néphéloïdes générées par des tempêtes ou des courants de turbidité de densité et de vitesse faibles. La présence de boudins joints

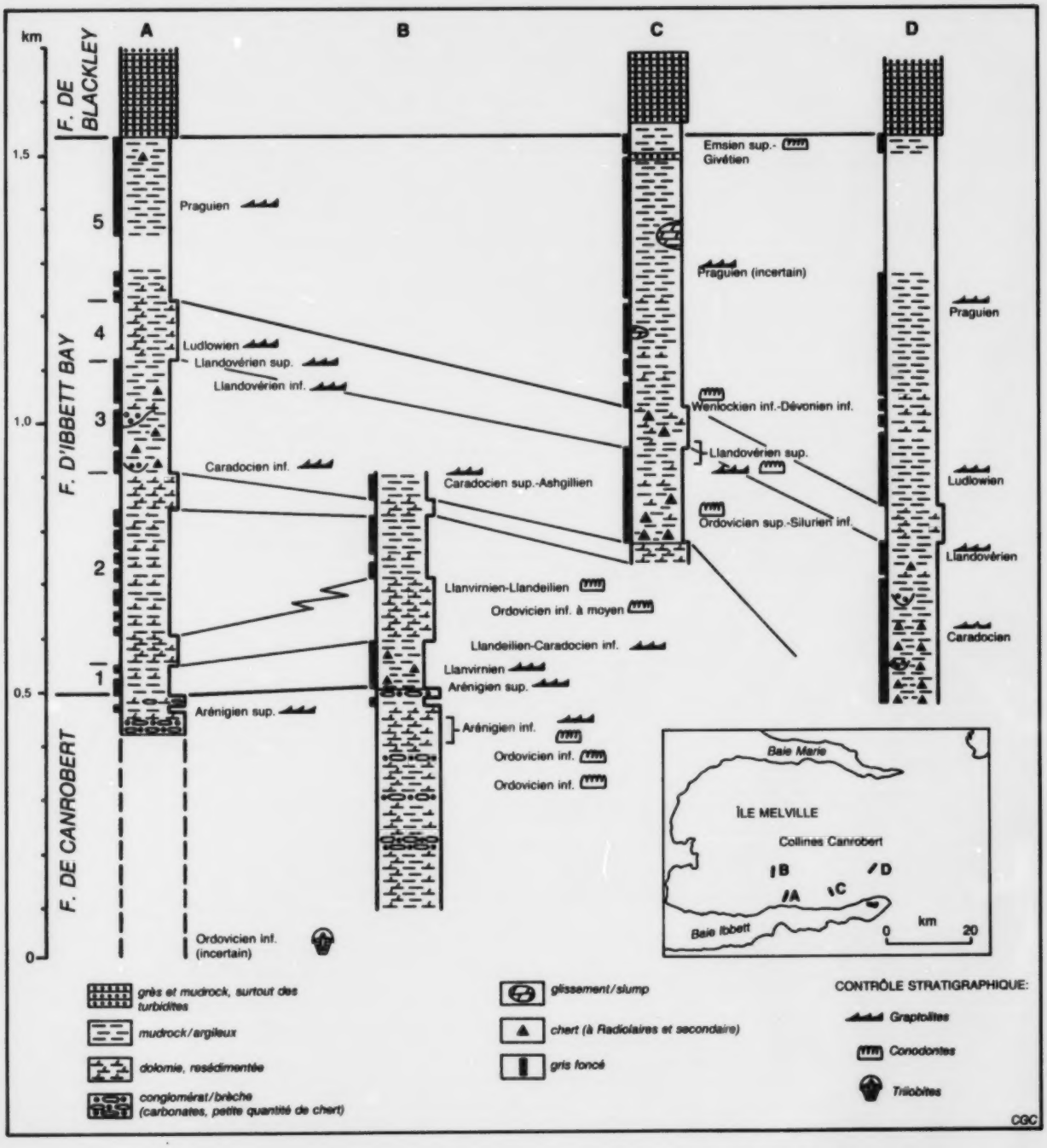


Figure 8C-11. Stratigraphie des formations de Canrobert et d'Ibbett Bay, dans le nord-ouest de l'île Melville (par Q. Goodbody).

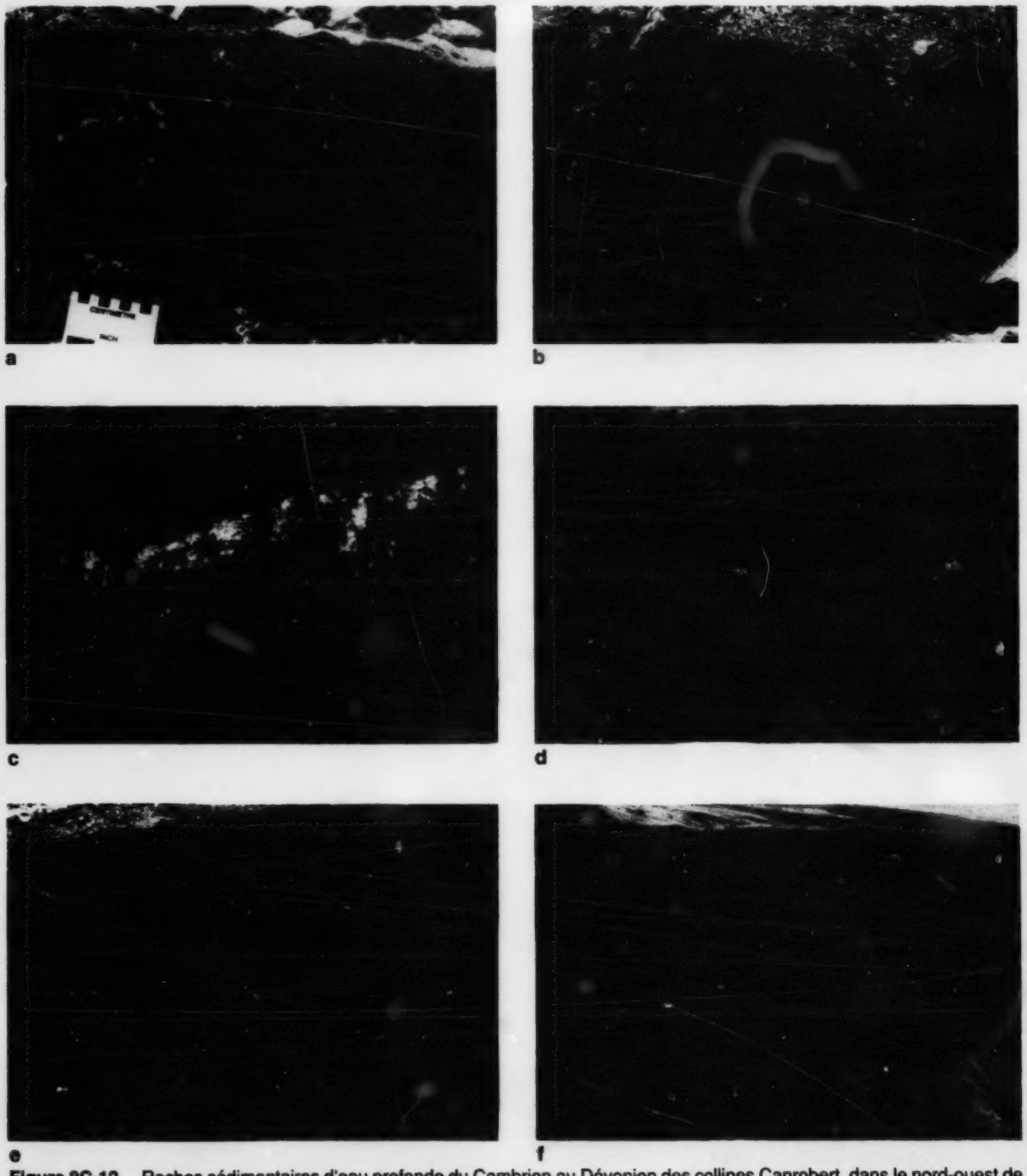


Figure 8C-12. Roches sédimentaires d'eau profonde du Cambrien au Dévonien des collines Canrobert, dans le nord-ouest de l'île Melville (par Q. Goodbody). (a) Brèche de la Formation de Canrobert; les clastes se composent de différents types de dolomie siliceuse (gris pâle et foncé) dans une matrice de dolomie silteuse. (b) Plissements intraformationnels dans les dolomies argileuses finement litées de la Formation de Canrobert. (c) Dolomie entraînée par glissement dans un shale gris foncé de l'unité 3 de la Formation d'Ibbett Bay. La photo montre une épaisseur stratigraphique d'à peu près 50 m. (d) Dans la Formation d'Ibbett Bay, contact entre le shale noir de l'unité3 et la dolomie cherteuse de l'unité 4. À noter, les surfaces d'accrétion latérale dans l'unité 4, créées par la migration d'un chenal sous-marin. La photo montre une épaisseur stratigraphique d'à peu près 50 m. (e) Blocs de dolomie entraînés par glissement dans un shale gris foncé (unité 5, Formation d'Ibbett Bay). (f) Contact entre le shale noir de la Formation d'Ibbett Bay (unité 5 résistante, à gauche) et les turbidites silicoclastiques de la Formation de Blackley (rubanées, creusées par l'érosion, à droite).

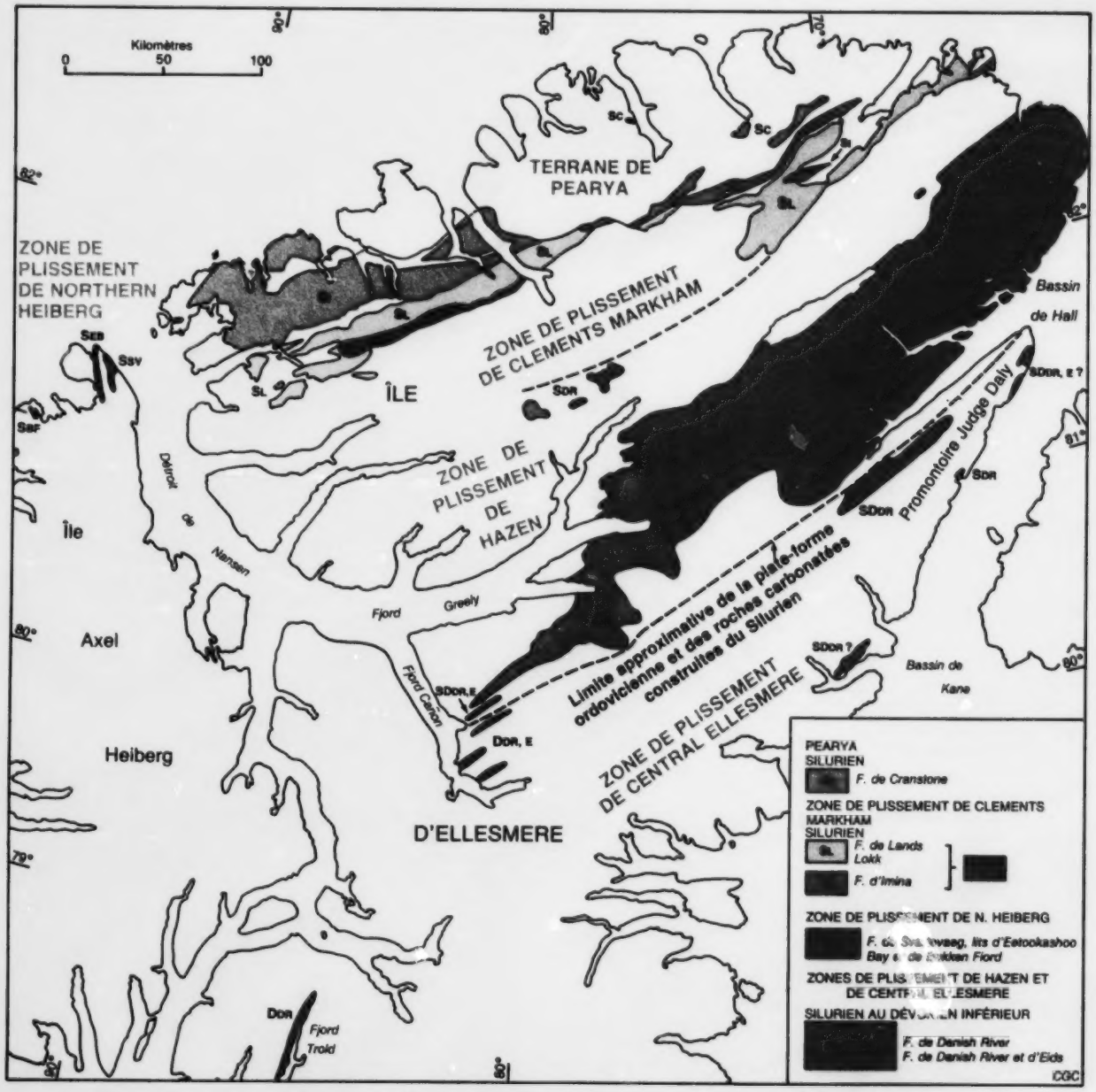


Figure 8C-13. Grandes zones d'affleurement du flysch du Silurien au Dévonien inférieur, dans le nord et le centre de l'île d'Ellesmere.

par des zones étirées, et de boudins disjoints est attribuée aux effets de la distension dans un milieu de talus, et celle des plis locaux au slumping (fig. 8C-12b).

2. Des conglomérats ou des brèches à fabrique à support par grains (fig. 8C-12a), composés principalement de roches carbonatées laminées, et dans une moindre mesure de mudstone et de chert, ont habituellement de 0,5 à 4 m d'épaisseur. Les phénoclastes, dont la dimension varie de celle de cailloux à celle de blocs, sont discoïdes et présentent fréquemment une structure imbriquée. La gamme des types de textures est complète, allant de boudins légèrement déplacés et pivotés à des brèches chaotiques et, par endroits, à des brèches ou conglomérats à granoclassement positif. Ces textures témoignent d'un passage des processus de reptation ou de glissement aux flots de débris et aux courants de turbidité subaquatiques, et sont caractéristiques des milieux de talus et de bassin proximal.

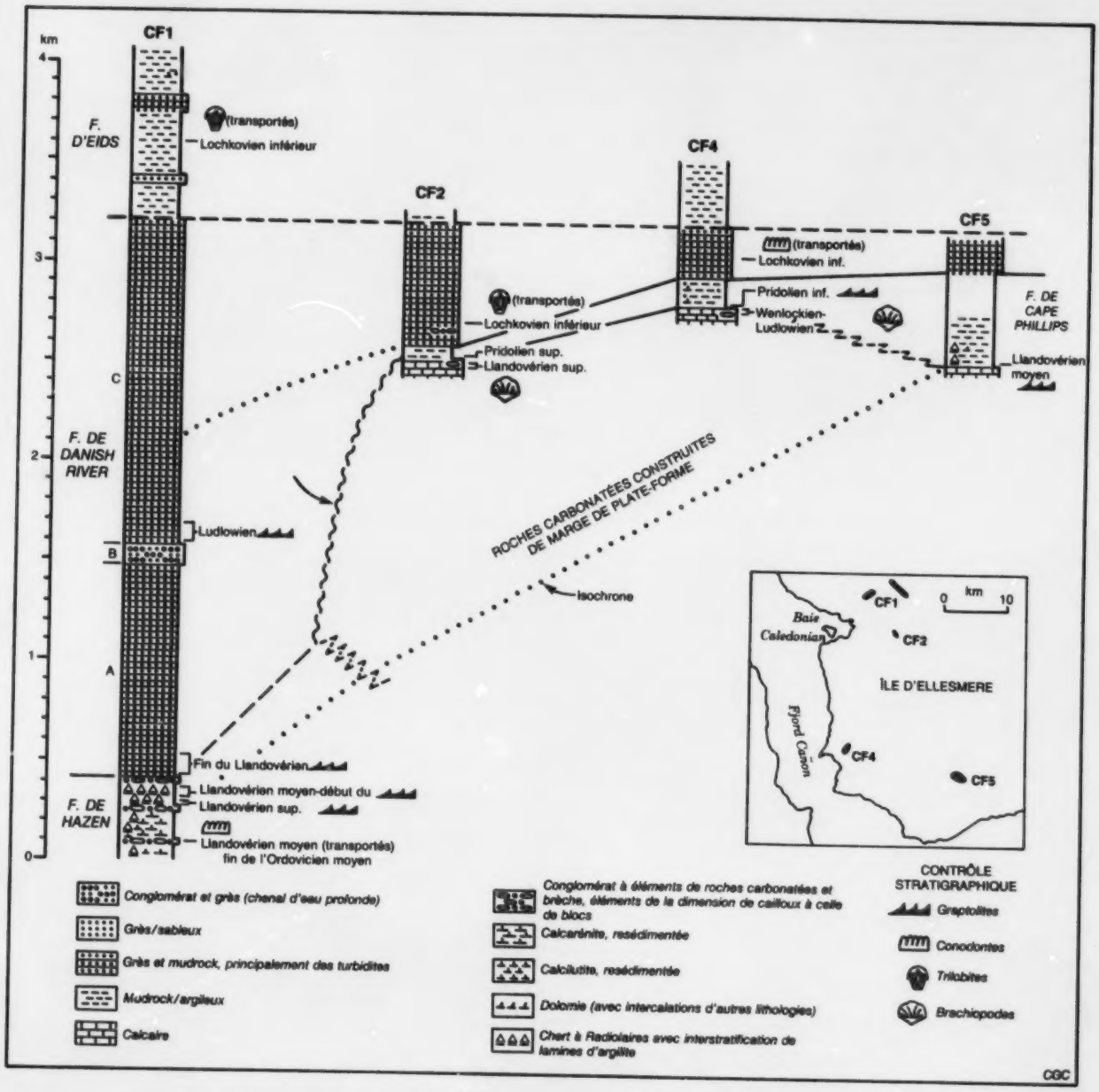


Figure 8C-14. Stratigraphie de la Formation de Danish River, à l'est du fjord Cañon.

3. Des mudstones à graptolites et des cherts finement interstratifiés sont confinés aux 6 à 16 m supérieurs. Ces strates se sont initialement formées dans un bassin et sont plus caractéristiques de la Formation d'Ibbett Bay que de la Formation de Canrobert, mais sont séparées de la première par un conglomérat de roches carbonatées.

La **Formation d'Ibbett Bay** a environ 1 200 m d'épaisseur et son âge se situe entre la toute fin de l'Ordovicien précoce (fin de l'Arénigien) et probablement le tout début du Dévonien moyen (début de l'Eifélien). Elle se compose surtout de mudstone souvent graptolitique de teinte gris foncé, accompagné d'une petite quantité de

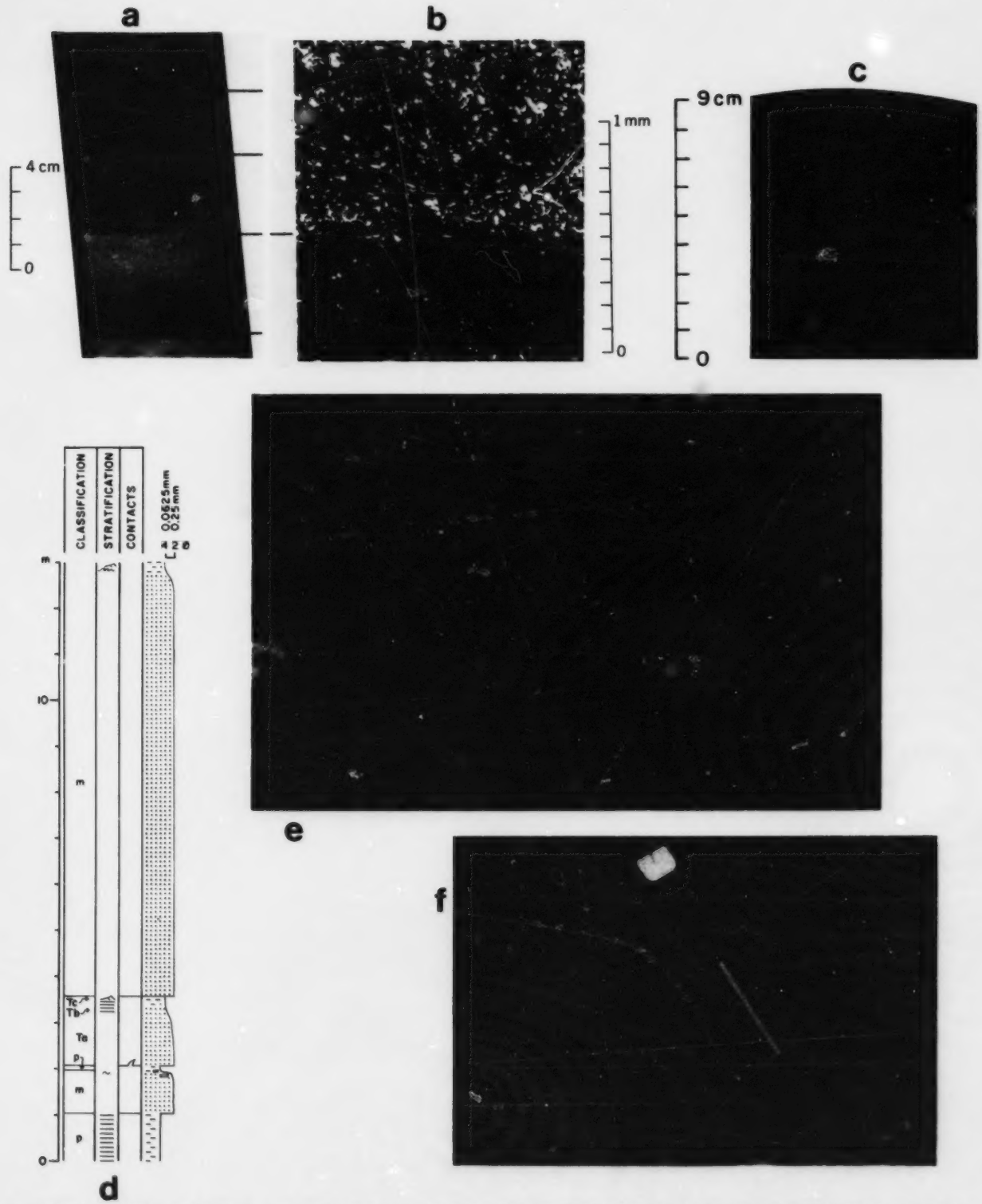


Figure 8C-15. Turbidites de différentes épaisseurs dans les formations de Danish River et d'Eids. (a) Siltstone de la Formation d'Eids dans la baie Caledonian. On observe une lamination plane et une répétition des lits granoclassés; la teinte plus foncée de bas en haut est due à une augmentation de la teneur en carbone. (b) Photomicrographie montrant le contact basal abrupt de la couche granoclassée. Les traits noirs indiquent l'orientation de la schistosité de flux. (c) Turbidite du membre C de la Formation de Danish River, principalement composée des divisions B et C (Tb, Tc) du modèle de la séquence de Bouma. (d) Colonne lithologique des turbidites et de la couche de grès massif que l'on observe près de la base de la Formation de Danish River, dans la partie sud-ouest du promontoire Judge Daly. (e) Photographie de la même colonne (d); la couche de grès massif, d'une épaisseur de 9,2 m, forme la falaise. (f) Contact inférieur abrupt de la couche de grès massif, situé à 1m au-dessus de la base du jalon de 1,5 m de long.

chert gris foncé et de dolomie argileuse à sableuse finement lités, ainsi que de quelques brèches de roches carbonatées, comme dans la Formation de Canrobert (fig. 8C-12e). La formation se subdivise en cinq grandes unités qu'il est possible de cartographier dans l'ensemble des collines de Canrobert (fig. 8C-11). Les structures dues au slumping, d'ordre microscopique à macroscopique, sont fréquentes dans toutes les unités sauf dans l'unité la plus inférieure; la présence de chenaux a été notée dans l'unité 4 (fig. 8C-12d). De façon générale, la Formation d'Ibbett Bay est caractéristique de milieux de bassin moyennement distal.

Bref, les formations de Canrobert et d'Ibbett Bay représentent, combinées, des milieux successifs de talus, de bassin proximal et de bassin distal. Elles sont comparables aux parties les plus proximales de la Formation de Hazen du point de vue de leur lithologie et de leur épaisseur globales, non du point de vue de leur intervalle d'âge et leur stratigraphie.

Roches carbonatées, mudstone et chert de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur, de la partie centrale de l'île d'Ellesmere à la partie est de l'île Melville (B3c)

L'unité B3c se compose de roches carbonatées resédimentées, principalement à grain fin, mais dont les éléments peuvent atteindre la dimension de blocs; de mudstone à graptolites, habituellement calcareux ou dolomitique, accompagné de faibles proportions de chert à radiolaires; et, par endroits, de grès à grain très fin. Ces sédiments sont généralement gris foncé et laminés, à l'exception des conglomérats de roches carbonatées, qui sont gris pâle et souvent massifs. Ils recouvrent des roches carbonatées de plate-forme d'âges différents et sont fortement diachrones, leur intervalle d'âge s'étendant de façon globale de l'Ordovicien tardif (Ashgillien) au Dévonien tardif (Praguien). La majeure partie des strates ont été attribuées à la Formation de Cape Phillips. Le nom de Formation de Devon Island a été appliqué à des strates datant du Silurien tardif au tout début du Dévonien dans le nord-ouest de l'île Devon et le sud-ouest de l'île d'Ellesmere; et le nom de Formation de Kitson, à des strates datant du Dévonien précoce au début du Dévonien moyen dans la région de la rivière Kitson du nord-ouest de l'île Melville.

La prédominance d'une lamination plane et d'une granulométrie fine semble indiquer que l'accumulation de la plupart de ces sédiments s'est faite à partir de couches néphéloïdes générées par des tempêtes sur la plate-forme adjacente. Une proportion relativement faible de sédiments carbonatés à grain plus grossier a été mise en place par des flots de débris et des courants de turbidité subaquatiques produits par une rupture des sédiments du talus.

Sédiments principalement silicoclastiques de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur, dans le nord et le centre de l'île d'Ellesmere (B4a, B4b)

La Formation de Danish River couvre toute la région axiale et une bonne partie de la région marginale du nord et du centre de l'île d'Ellesmere (fig. 8C-13). La stratigraphie de la majeure partie de la région axiale, qui coïncide dans une large mesure avec celle du plateau de Hazen, est incertaine, à cause de l'existence de plis et failles complexes. La stratigraphie de la partie sud-ouest de la région axiale est cependant bien représentée dans le stratotype situé au nord de la rivière Danish du côté est du fjord Cañon (fig. 8C-14, coupe CF1), près de la marge de la plate-forme ordovicienne. À cet endroit, la formation repose sur l'unité B3b (membre cherteux de la Formation de Hazen), atteint 2,74 à 2,8 km d'épaisseur, et se subdivise en trois membres qui sont appelés de manière informelle membres A, B et C (fig. 8C-14).

Le **membre A**, de 1 057 m d'épaisseur, se compose surtout de grès et de mudstone interstratifiés et d'une petite quantité de sédiments carbonatés redéposés, et se situe entre la fin du Llandovérien et probablement le Ludlowien. La base de la formation semble cependant devenir plus ancienne vers le nord-est et pourrait dater de l'Ordovicien tardif dans la baie St. Patrick du fjord Archer (voir fig. 8C-8, profil SPB).

Le **membre B**, aussi connu sous le nom de **Membre à conglomérat de Caledonian Bay**, a 41 à 101 m d'épaisseur et se compose d'un conglomérat terrigène accompagné de faibles quantités de grès et de mudstone. Il date probablement du Ludlowien et semble restreint à cette région.

Le **membre C**, de lithologie semblable à celle du membre A, atteint 1 637 m d'épaisseur dans le stratotype et se situe entre le Ludlowien et le début du Lochkovien (tout début du Dévonien).

Immédiatement au sud du stratotype et plus loin au sud, seule la partie supérieure du membre C est représentée. À cet endroit, le membre C repose sur la Formation de Cape Phillips (B3c), qui à son tour recouvre des roches carbonatées du Silurien. Le membre C, avec les formations de Cape Phillips et d'Eids (B5), représente donc la zone marginale dans cette région. Le membre C contient seulement des strates du début du Lochkovien (tout début du Dévonien) dans cette région, mais comprend également des strates datant du Praguien et du début de l'Emsien à environ 133 km au sud-ouest, dans le fjord Trold.

Au sud-est de la baie Ella, la Formation de Danish River repose directement sur les roches carbonatées de plate-forme de la partie inférieure de la Formation d'Allen Bay (fig. 8C-26), mais plus au sud-est, sur le promontoire Judge Daly, elle recouvre la Formation de Cape Phillips.

Le **grès et le mudstone** de la Formation de Danish River (tous deux contenus dans les zones axiales et marginales) peuvent être attribués aux assemblages génétiques suivants:

1. les séquences de Bouma (fig. 8C-15c, d) mises en place par des courants de turbidité «classiques», d'épaisseur variant entre quelques centimètres et 1,5 m, généralement de quelques décimètres d'épaisseur (abondantes);

2. des grès massifs, principalement non classés, pouvant atteindre 9 m d'épaisseur et comprenant habituellement des clastes de mudstone (fig. 8C-15d, e, f), probablement mis en place par des courants de turbidité de haute densité (fréquents);

3. des grès non classés, à lamination plane ou oblique, probablement mis en place par des courants de contour (rares);

4. des unités de mudstone non différenciées, pouvant atteindre environ 60 m d'épaisseur, mises en place par des courants de turbidité, des courants de contour, et dont l'accumulation s'est faite à partir de couches néphéloïdes (fréquentes).

Des analyses exhaustives par diffraction des rayons X et l'examen de lames minces révèlent une étonnante homogénéité de composition. La fraction silicatée des grès est surtout constituée de quartz (teneur moyenne d'environ 52 %), et de proportions moindres de feldspath (8 % d'albite, 4 % de feldspathpotassique), de phyllosilicates (4 % de muscovite, chlorite et biotite combinées), de fragments de roches faiblement métamorphisées (3 %), et de chert (1 %). Le reste (environ 28 %) consiste en grains de roches carbonatées intimement mélangés aux silicates.

Des déterminations des paléocourants, établies à partir de figures de base de bancs de grès (surtout des hyporeliefs en flûte, [fig.8C-16], des figures en cannelures et en rides et des marques de courant [tool marks]) indiquent un transport du nord-est au sud-ouest principalement parallèle à la direction du litage (fig. 8C-17), avec deux exceptions importantes. Un transport transversal dans une direction principalement sud-est est visible dans plus de 600 (sur un total de 2 600) résultats d'analyses, obtenus dans la zone de plissement de Hazen (fig. 8C-17, cartouche A). Ici, l'âge des lits est mal déterminé, mais on présume qu'ils datent du Llandovérien au Wenlockien. Un transport transversal dans une direction ouest est manifeste dans les strates du Praguien à la partie inférieure de l'Emsien dans le fjord Trold (cartouche D). L'importance de ces déterminations est analysée dans la conclusion du présent chapitre.

Le **conglomérat terrigène**, pour autant que l'on sache, est restreint au membre B dans la baie Caledonian, et affleure en direction du litage sur 13 km. Il est surtout composé de cailloux, mais comprend des galets et des blocs terrigènes pouvant atteindre 60 cm de diamètre, de même que de gros clastes arrachés et des blocs de grès entraînés par glissement gravitaire. Le conglomérat se présente sous forme de corps lenticulaires et massifs et s'est probablement accumulé dans un chenal sous-marin. Les phénoclastes sont surtout composés de chert, et en moindre abondance, de quartzite et de roches carbonatées.

La granulométrie des **roches carbonatées resédimentées** varie de la dimension de la boue à celle de blocs, et ces roches semblent avoir été mises en place par des courants de turbidité et des flots de débris subaquatiques. Restreints à la marge sud-est du bassin, ils proviennent de toute évidence de la plate-forme adjacente. Ils diffèrent des particules carbonatées contenues dans les grès et les mudstones étudiés plus haut, par la présence fréquente de matériel squelettique.

Figure 8C-16. Dans la baie Caledonian, hyporeliefs en flûte de grandes dimensions, observés dans la Formation de Danish River (partie inférieure du membre C). Le transport s'est effectué du coin gauche supérieur au coin droit inférieur. Le jalon de quatre pieds (1,2 m) de long donne une échelle de grandeur.

Sédiments principalement silicoclastiques du Dévonien inférieur, île Bathurst (B4c)

L'unité B4c englobe la Formation de Bathurst Island, qui se situe entre le Lochkovien et le Praguien et la Formation de Stuart Bay de l'Emsien (Kerr, 1974). La première atteint 1 862 m d'épaisseur et se compose principalement de turbidites de mudstone et de grès à grain très fin, accompagnés d'une petite quantité de calcaire. La Formation de Stuart Bay repose en discordance sur la Formation de Bathurst Island près du soulèvement de Boothia, mais en concordance plus à l'ouest. Elle est lithologiquement semblable à la Formation de Bathurst Island, mais en est séparée par un conglomérat basal à cailloux. Des blocs glissés de strates de roches carbonatées riches en fossiles, atteignant parfois 10m de largeur, proviennent des biohermes du flanc ouest du soulèvement de Boothia (Polan et Stearn, 1984) et la plupart des autres sédiments des deux formations sont probablement aussi dérivés de ce soulèvement.

Sédiments de transition du Dévonien inférieur et moyen, île d'Ellesmere et île Bathurst (B5)

Les sédiments de transition sont attribués à la Formation d'Eids, qui se trouve entre les formations d'eau profonde (formations de Danish River ou de Cape Phillips dans la partie centrale de l'île d'Ellesmere, Formation de Stuart Bay dans l'île Bathurst) et les dépôts de plate-forme (formations de Red Canyon River, de Vendom Fiord ou de Blue Fiord dans l'île d'Ellesmere, Formation de Blue Fiord dans l'île Bathurst). Telle qu'actuellement cartographiée, la Formation d'Eids se situe entre le début du Lochkovien et le début de l'Emsien, est diachrone dans la partie centrale de l'île d'Ellesmere, et date de la fin de l'Emsien au début de l'Eifélien dans l'île Bathurst (Kerr, 1974).

Dans l'île d'Ellesmere, où l'unité atteint par endroits plus de 1,15 km d'épaisseur, elle consiste surtout en un mudstone silteux à lamination plane, de composition minéralogique assez uniforme, avec environ un quart à un tiers de calcite et de dolomie. La couleur, avec des teintes vert olive, vertes et grises, est plus claire que celle de la Formation de Cape Phillips (unité B3c), conséquence de conditions légèrement plus oxydantes. De rares tentaculitidés, conodontes et scolécodontes sont les seuls fossiles indigènes. D'autres types de roches associées indiquent une gamme de milieux de sédimentation. Des mi-

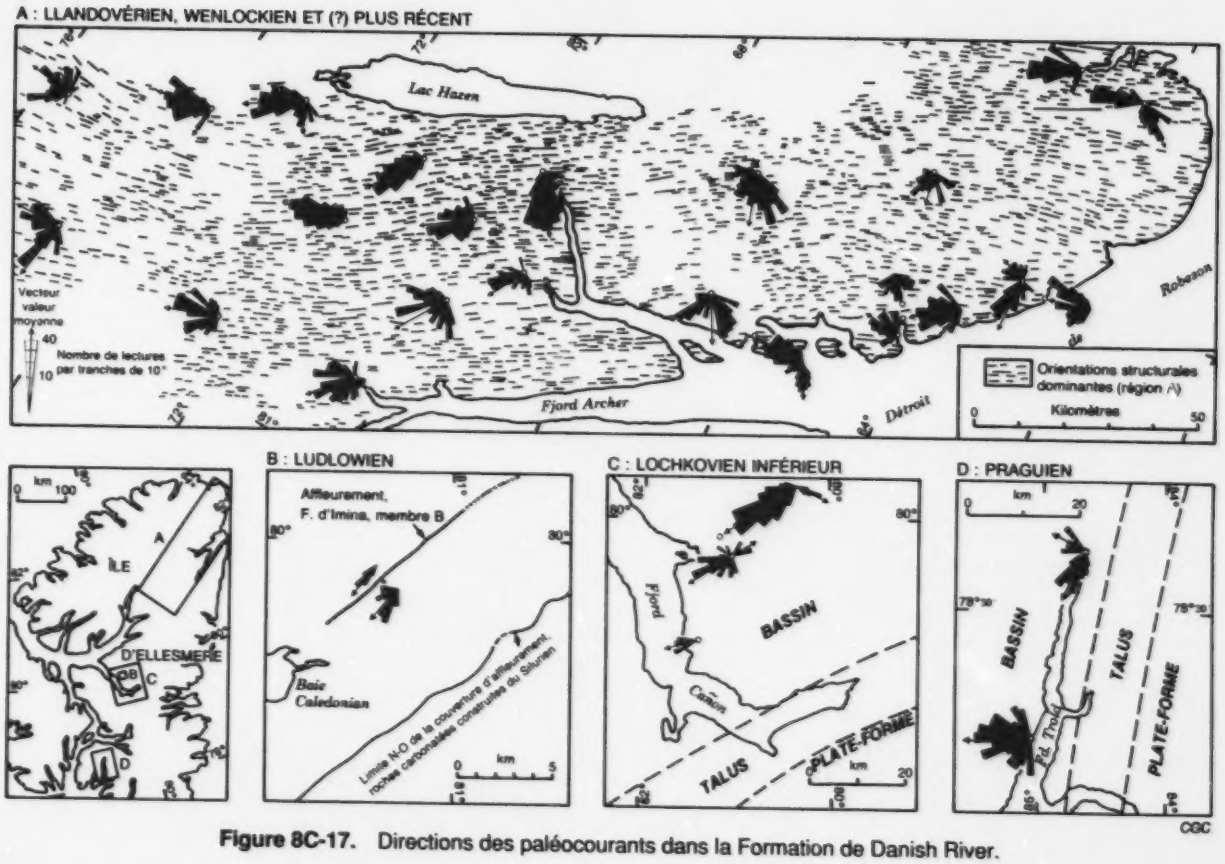


Figure 8C-17. Directions des paléocourants dans la Formation de Danish River.

lieux de cône sous-marin ont de toute évidence existé dans la baie Caledonian et dans le fjord Cañon, où l'on trouve des turbidites silteuses et sableuses (fig. 8C-14, coupe CF1; fig. 8C-15a, 15b). Plus au sud, dans la partie centre-ouest de l'île d'Ellesmere, un milieu de plate-forme infratidale est indiqué par des calcaires impurs riches en fossiles et finement lités — principalement des wackestones squelettiques et une calcilutite, accompagnés de plus petites quantités de grainstone et de packstone squelettiques, et de boundstone corallien.

Dans l'île Bathurst (Kerr, 1974), la formation atteint 330 à 600 m d'épaisseur et est typiquement composée de mudstone calcareux et de calcaire argileux finement lités. Un faciès est, transitionnel avec la Formation de Disappointment Bay, se compose de calcaire impur et d'un mudstone calcareux finement lités.

Sous-province volcano-sédimentaire

Introduction

La sous-province volcano-sédimentaire affleure dans la zone de plissement de Clements Markham du nord de l'île d'Ellesmere et dans la zone de plissement de Northern Heiberg de l'île Axel Heiberg. Les deux zones diffèrent par leurs directions structurales et par leur stratigraphie, et sont par conséquent traitées séparément, bien qu'elles aient des unités en commun.

Zone de plissement de Clements Markham

Roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque ou du Paléozoïque inférieur

Les strates exposées et peut-être les plus anciennes de la zone de plissement de Clements Markham, sont fondamentalement des roches métavolcaniques basiques et des filons-couches et métasédiments associés, attribués à l'assemblage de Yelverton. L'unité couvre une région qui a 93 km de longueur et jusqu'à 8 km de large, et s'étend du sud de l'inlet Phillips jusqu'au fond de l'inlet Yelverton (fig. 8C-3). L'assemblage de Yelverton chevauche la Formation de Grant Land du Cambrien inférieur au sud (fig. 8C-18) et se trouve en contact de faille avec le flysch silurien (Formation de Lands Lokk) et avec les strates du Carbonifère dans le nord. Le sommet et la base stratigraphiques ne sont pas conservés. L'épaisseur totale de l'unité ne peut être établie à cause de sa complexité structurale, mais elle est évaluée à plus de 1 km; environ 464 m de strates ont été mesurés en détail.

La puissance des unités sédimentaires varie entre quelques mètres et peut-être quelques centaines de mètres. Celles-ci sont composées de calcaire et de dolomie (ou de marbre) à degré de métamorphisme variant de faible à très distinct; de sédiments argileux métamorphisés en schiste ardoisier, en phyllite ou en schiste cristallin; et d'une petite quantité de chert. La calcilutite est prédominante parmi les roches carbonatées, mais un grainstone oolitique a également été observé. Les strates sédimentaires semblent complètement exemptes de fossiles (y compris de conodontes et de palynomorphes).

Les roches volcaniques, qui forment des unités atteignant parfois plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, comprennent des tufs et des coulées (quelques-unes avec des structures en coussins; fig. 8C-19) et des filons-couches

Figure 8C-18. Faille de chevauchement qui a placé l'assemblage de Yelverton (foncé) au-dessus de la Formation de Grant Land du Cambrien inférieur (pâle).

Figure 8C-19. Basalte en coussins dans l'assemblage de Yelverton.

leur sont associés. Le métamorphisme au faciès des schistes verts est incomplet dans une grande partie de l'unité, puisque des restes de clinopyroxène sont souvent conservés. Les éléments à l'état de traces stables indiquent que la plupart des roches se situent dans le domaine limite de l'andésite et des basaltes subalcalins (fig. 8C-20a). L'âge et l'origine très incertains (voir fig. 8C-21) de l'assemblage sont analysés ci-dessous (dans la partie intitulée Sommaire et interprétation), de même que ceux de l'assemblage apparenté (?) de Jaeger Lake dans le nord de l'île Axel Heiberg.

Sédiments silicoclastiques du Cambrien inférieur (B2)

Des strates comparables à celles de la Formation de Grant Land de l'île d'Ellesmere et du Groupe de Polkorridoren du

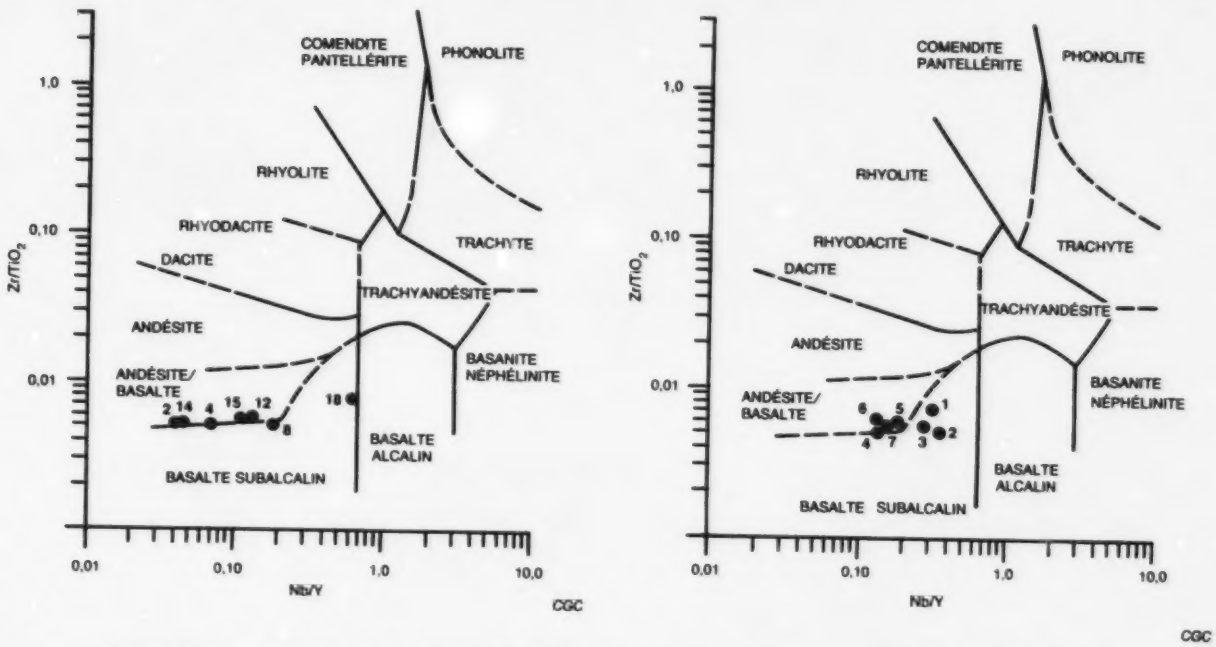


Figure 8C-20. Rapports des éléments en traces stables et classification des roches (d'après Winchester et Floyd, 1977, fig. 6); a) dans l'assemblage de Yelverton, b) dans celui de Jaeger Lake.

Groenland septentrional, constituent au sud de l'inlet Phillips une nappe de charriage (fig. 8C-3) qui repose sur les strates du Paléozoïque supérieur et qui à son tour, est recouverte par l'assemblage de Yelverton (fig. 8C-18). La formation se compose principalement de quartzite et d'ardoise ou phyllade de teinte grise ou verte, rarement rouge violacé, contenant une faible quantité de conglomérat à granules.

Chert, roches carbonatées d'eau profonde et mudstone du Paléozoïque inférieur (équivalents de B3a, B3b)

Des strates comparables dans une certaine mesure à celles de la Formation de Hazen de l'île d'Ellesmere et des groupes combinés de Vølvedahl et d'Amundsen Land du nord-est du Groenland affleurent dans une zone de nunataks de 50 km de longueur et de parfois 10 km de largeur, qui se trouve au sud-ouest du fond de l'inlet Yelverton (fig. 8C-7, unités «équivalentes de Hazen»). Elles sont surtout constituées de chert secondaire contenant des résidus de mudstone à lamination plane, de calcilutite et de turbidites calcareuses dont la granulométrie est comprise entre celle des sables et la dimension de cailloux. La granulométrie relativement grossière des turbidites, qui contiennent aussi du sable quartzeux à grain moyen, montre qu'elles ne proviennent probablement pas de la plate-forme de roches carbonatées du centre de l'île d'Ellesmere, ce qui pose un problème de nature tectonique (chapitre 12B). Des affleurements de chert vert et violet dans cette zone sont provisoirement interprétés comme étant composés de mudstones chertifiés du sommet de la Formation de Grant Land (ou du Groupe de Polkorridoren) sous-jacente.

Roches volcaniques, roches carbonatées et chert, de la partie supérieure de l'Ordovicien moyen au Silurien inférieur

La désignation informelle d'**assemblage de Mount Rawlinson** (unité MR, fig. 8C-7), a été attribuée à une écaille de roches sédimentaires et volcaniques interstratifiées, situées dans la partie nord-est de la zone de plissement de Clements Markham comprise, du point de vue structural, entre les formations de Lands Lokk et d'Imina. Les roches volcaniques sont des tufs intensément altérés et, en quantité moindre, des coulées classées comme des andésites, des rhyodacites et dacites et des trachyandésites d'après l'analyse des éléments en traces stables (fig. 8C-22). Les sédiments comprennent du marbre impur et du chert à radiolaires. Une analyse U/Pb sur des zircons provenant d'une rhyolite dans la partie inférieure de l'unité a indiqué un âge de 454,7 + 9,7/-4,6 Ma (Trettin et al., 1987), correspondant au Llandeilien selon les échelles géochronologiques actuelles (par ex. Snelling, 1987). Des roches volcaniques et carbonatées de lithologie comparable (fig. 8C-22, triangles), affleurant 120 km au sud-ouest (fig. 8C-7), sont désignées du nom d'assemblage de Kulutingwak Fiord. Des conodontes provenant d'un calcaire à pelmatozoaires de cette unité remontent au Silurien précoce, probablement au début ou milieu du Llandovérien. La composition chimique et la nature principalement pyroclastique des roches volcaniques des deux

assemblages laissent supposer qu'elles se seraient formées dans un arc insulaire subissant une distension. Si les deux assemblages représentent le même arc, celui-ci s'étendait donc vers le sud-ouest sur plus de 200 km, et dans l'ensemble son âge se situe entre le Llandeilien (ou avant) et le Llandovérien.

Un dépôt isolé de 100 à 200 m d'épaisseur, riche en fossiles mais constitué de calcaire recristallisé datant du milieu ou de la fin du Llandovérien, et affleurant à 39 km au sud-est de l'assemblage de Kulutingwak Fiord à l'emplacement du col Yelverton (unité YP, fig. 8C-7), pourrait représenter des calcaires construits formés le long de l'arc, mais sa base n'est pas exposée.

Sédiments clastiques et roches volcaniques du Silurien (équivalents de B4a)

Formation d'Imina

La Formation d'Imina (unité SI à la fig. 8C-13), épaisse (?) succession composée d'une interstratification de grès, de mudstone et d'un peu de conglomérat à granules, semble stratigraphiquement située entre l'assemblage de Kulutingwak Fiord et la Formation de Lands Lokk, mais le contact avec la première est faillé. Le grès est de grain fin à très grossier et se présente en lits massifs ou en séquences de Bouma, accompagnés de conglomérat et de mudstone. Les analyses combinées, par diffraction des rayons X et par comptage de points, indiquent des compositions très semblables à celles de la Formation de Danish River (voir ci-dessus). Des roches silicatées, surtout du quartz (teneur moyenne environ 51 %) accompagné de quantités moindres de feldspath (13 % d'albite, 3 % de feldspath potassique), de phyllosilicates et de fragments métamorphiques apparentés (10 %), et de chert (3 %) sont

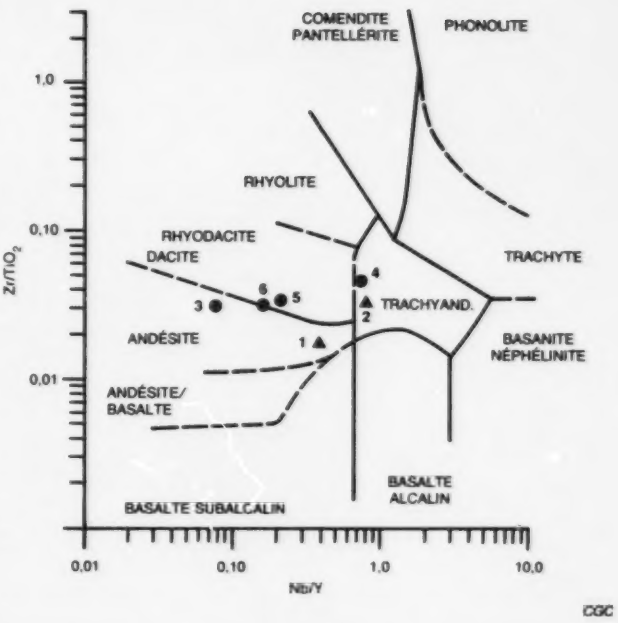


Figure 8C-22. Rapports des éléments en traces stables observés dans l'assemblage de Mount Rawlinson (cercles) et dans celui de Kulutingwak Fiord (triangles); classification d'après Winchester et Floyd, 1977.

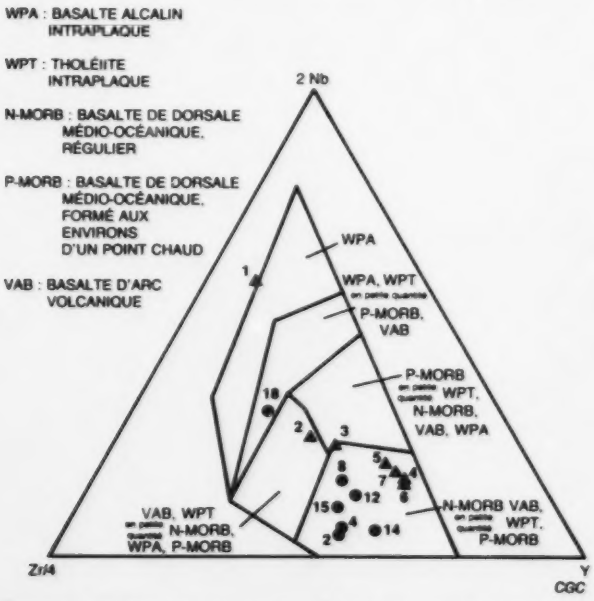


Figure 8C-21. Environnement tectonique des roches mafiques des assemblages de Yelverton et Jaeger Lake, déterminé d'après les éléments en traces stables (d'après Meschede, 1986, fig. 1).

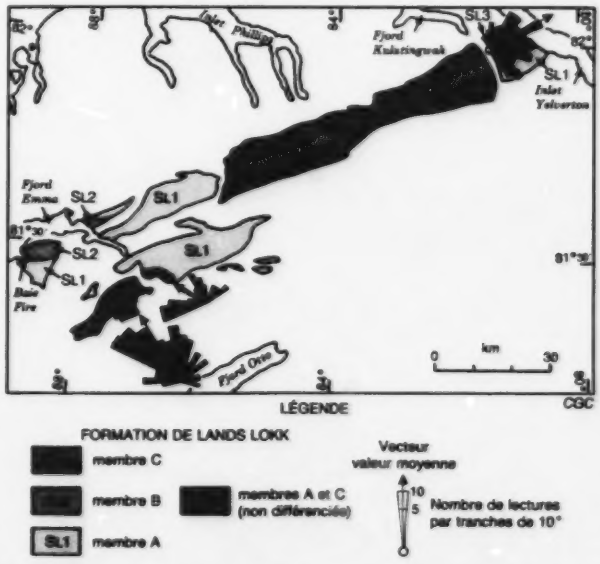


Figure 8C-23. Membres de la Formation de Lands Lokk, dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, et orientations des paléocourants.

étroitement mélangés avec des grains carbonatés (20 %). L'épaisseur de la formation n'a pas été déterminée à cause de la présence de plis serrés et de failles complexes. Généralement métamorphisée au faciès des schistes verts, elle se trouve au stade des schistes verts ou des amphibolites près des inlets Phillips et Yelverton (voir le chapitre 12 B). Si l'unité recouvre effectivement l'assemblage de Kulutingwak Fiord (ce dernier pourrait représenter une écaille ou un chevauchement différent), sa base ne peut remonter plus loin qu'au début du Llandovérien. Son sommet date probablement de la fin du Llandovérien supérieur, si l'on se base sur l'examen de graptolites mal conservés.

Formation de Lands Lokk

La formation en question constitue une grande partie de la zone de plissement de Clements Markham (unité SL, fig. 8C-13). Dans la partie ouest de la zone de plissement, elle se laisse subdiviser en trois membres, désignés informellement les membres A, B et C (fig. 8C-23). Le membre B est restreint à la partie le plus à l'ouest; les membres A et C n'ont pas été différenciés dans la moitié est de la zone.

Le **membre A** a probablement plus de 1,5 km d'épaisseur et se compose surtout de mudslate de teinte gris moyen à foncé accompagné d'une petite quantité de tuf sous-marin et de sédiments tufacés de composition siliceuse à intermédiaire. Les graptolites indiquent un âge compris entre la fin du Llandovérien ou le Wenlockien, et le début du Ludlowien. L'unité s'est probablement accumulée dans des milieux de plaine de bassin.

Le **membre B** est constitué d'à peu près 300 m de roches sédimentaires et volcaniques et d'un peu de roches carbonatées à olistostromes. Les roches volcaniques sont principalement composées de tuf et d'agglomérat et d'une petite quantité de roches effusives. Elles sont de composition siliceuse à intermédiaire et appartiennent, d'après leur minéralogie (mais non d'après leur texture), au faciès des schistes verts. Deux spécimens de roches effusives et de tufs analysés ont été classés comme une rhyolite calco-alcaline et une dacite calco-alcaline respectivement, selon leur contenu en éléments majeurs. Les sédiments dérivés de roches volcaniques, de composition semblable et dont la taille peut varier de celle du mudstone à celle du conglomérat, ont probablement été mis en place par des coulées gravitaires de sédiments. Les roches volcaniques et les sédiments dérivés de roches volcaniques diminuent vers le nord-est, de sorte que le membre B passe progressivement à la partie supérieure du membre A à moins de 10 km au nord-est du fond du fjord Emma. Ces relations stratigraphiques semblent indiquer que l'unité date du début du Ludlowien.[1]

Le **membre C** est composé de mudstone, de quartzite et d'une faible quantité de conglomérat à cailloux renfermant des structures primaires de type flysch. Il repose sur le membre A en plusieurs endroits, mais les graptolites recueillis indiquent un âge compris entre la fin du Llandovérien ou du Wenlockien au début du Ludlowien, et par conséquent une bonne partie de l'unité présente donc un faciès équivalent au membre A.

Trois faciès ont été provisoirement identifiés dans le membre. Le **faciès sud-ouest**, qui atteint plus de 1 km d'épaisseur dans la région au sud-est du fjord Emma, est caractérisé par la présence d'un conglomérat à cailloux et d'un quartzite à grain grossier, outre un quartzite à grain fin et un mudstone. Deux assemblages sédimentaires ont été reconnus dans une coupe épaisse d'environ 800 m, au sud du fond du fjord Emma: 1) un mudstone et un grès finement interstratifiés, montrant souvent des séquences de Bouma de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur; et 2) des unités composées de grès, de 0,8 à 13,5 m d'épaisseur, avec parfois de faibles quantités de mudstone et de conglomérat à granules. Les grès sont présents dans des séquences de Bouma qui ont généralement quelques décimètres d'épaisseur, et apparaissent aussi sous forme de lits épais non structurés qui ne font preuve de granoclassement positif qu'à leur partie supérieure. Les lits gréseux individuels ont habituellement des surfaces de délitage onduleuses à leur base, indiquant l'existence de petits chenaux, probablement à l'intérieur de chenaux plus larges d'un milieu de cône moyen. Des assemblages sédimentaires comparables sont présents au sud-est de l'inlet Phillips (fig. 8C-24). Le **faciès central** est peu connu, mais semble uniquement se composer de mudstone et de quartzite. Dans le **faciès nord-est**, de faibles quantités de mudstone vert et rouge et de très petites quantités de conglomérat à cailloux carbonatés (l'un d'entre eux est composé d'oncoïdes resédimentés) s'ajoutent au mudstone prédominant et au quartzite très fin à fin.

Les conglomérats et les quartzites sont surtout composés de quartz, de quartzite et de chert (habituellement à «fantômes» de radiolaires), qui constituent ensemble environ 80 à 90 % du volume de la roche, la proportion de chert augmentant avec la granulométrie; le reste est constitué de feldspath, de mica, de chlorite et de fragments de roches métamorphiques et de roches carbonatées. Les déterminations des paléocourants indiquent une direction de transport vers le nord-ouest dans la région au sud et au sud-est du fjord Emma, et une direction de transport nord-est dans la région au sud-ouest de l'inlet Yelverton (fig. 8C-23).

Relations régionales

La Formation d'Imina est semblable du point de vue de sa minéralogie à la Formation de Danish River de l'île d'Ellesmere, et à la Formation de Merqujôq du Groenland septentrional (voir le chapitre 7), mais a une granulométrie plus grossière que la première. Son âge (milieu à fin du Llandovérien) se rapproche davantage de l'intervalle d'âge de la Formation de Merqujôq (Ordovicien tardif à Llandovérien) que de celui de la Formation de Danish River (Ordovicien tardif ou Silurien précoce à Dévonien précoce). La Formation de Lands Lokk est comparable aux formations combinées de Lauge Koch et de Nordkronen du

[1] Les conodontes provenant des olistostrones, prélevés en 1988, datent du début de l'Ordovicien moyen (Whiterockien) (G.S. Nowlan, communication personnelle, 1989). Le membre B et certaines strates adjacentes du membre A sont maintenant interprétés comme représentant un bloc faillé de roches de l'Ordovicien moyen comparable, de façon générale, du point de vue âge et lithologie, à l'assemblage de Mount Rawlinson du nord-est de l'île d'Ellesmere.

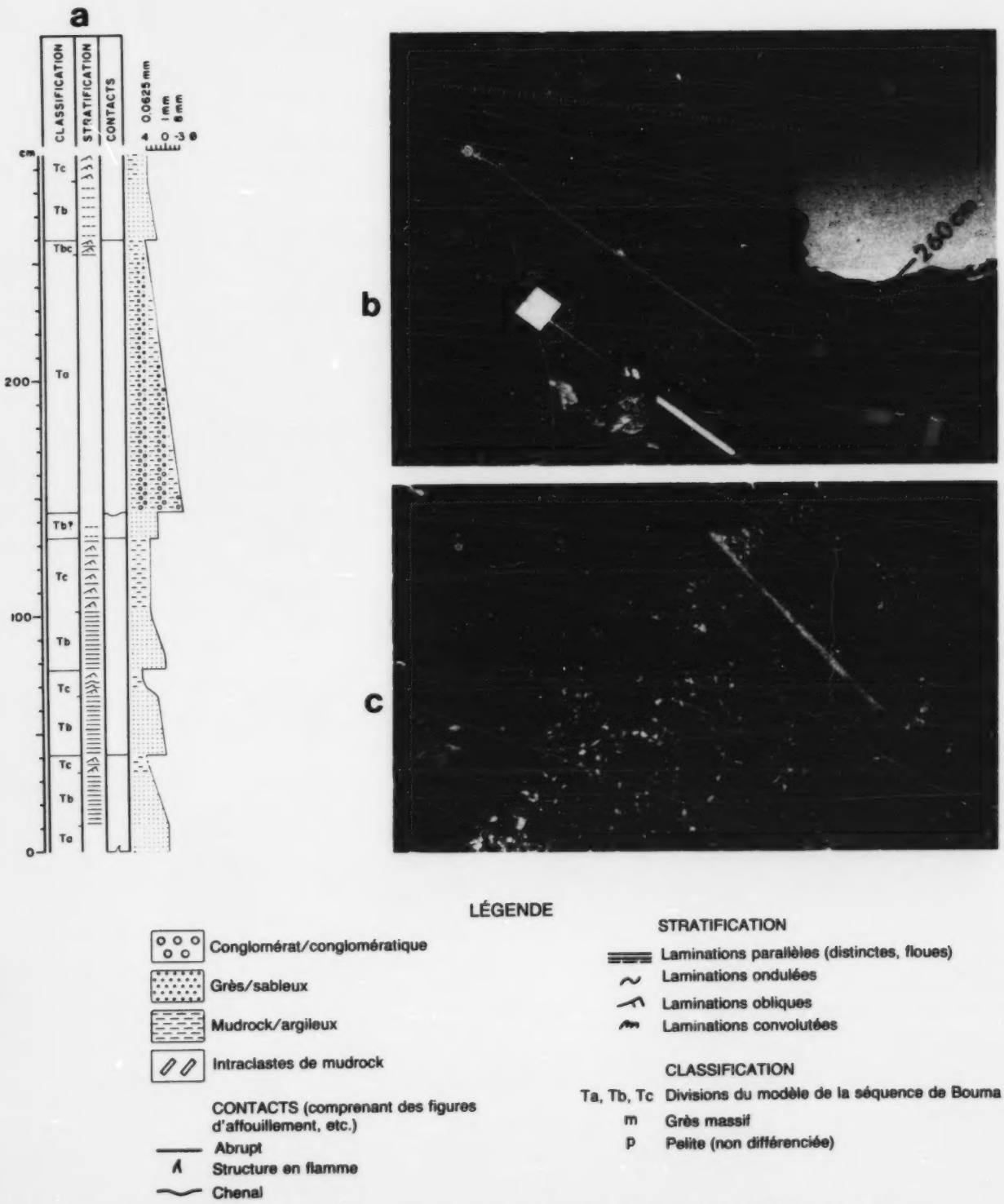


Figure 8C-24. Membre C de la Formation de Lands Lokk, dans le sud-est de l'inlet Phillips. (a) Colonne lithologique détaillée des turbidites. (b) Conglomérat à cailloux granoclassé, sous-jacent et sus-jacent à des unités sédimentaires (la coupe est inversée). (c) Gros plan de la base du conglomérat à cailloux.

nord-est du Groenland du point de vue de sa minéralogie (quartz et chert abondants, roches carbonatées absentes ou subordonnées), de sa granulométrie relativement grossière, et de son âge (fin du Llandovérien ou Wenlockien à Ludlowien), mais diffère nettement de la majeure partie de la Formation de Danish River, sauf du membre B situé dans la baie Caledonian. Les conséquences de ces relations sont analysées dans le chapitre 12B dans le contexte du décrochement sénestre du Silurien tardif (?).

Sédiments silicoclastiques et carbonatés du Silurien supérieur

Deux différentes unités de roches carbonatées du Silurien tardif sont présentes dans la partie nord-est de la zone de plissement de Clements Markham (fig. 12B-2), qui semblent corrélables avec la partie supérieure de la Formation de Marvin du terrane de Pearya (chapitre 9).

1. Les **couches de Markham River**, qui affleurent au sud-ouest de l'inlet Clements Markham, sur un mudstone gris foncé de la Formation de Lands Lokk avec un contact en apparence abrupt et probablement discordant. Le sommet de l'unité n'est pas exposé. Des ostracodes d'âge non spécifié se situant entre la fin du Llandovérien et la fin du Ludlowien y ont été trouvés, mais dans les strates de la Formation de Lands Lokk immédiatement sous-jacentes, on a recueilli des palynomorphes datant probablement du Ludlowien, et par conséquent les couches de Markham River sont vraisemblablement limitées au Ludlowien. Ces dernières se composent principalement d'une variété de dolomies, y compris des «oolites d'eau calme» (voir Flügel, 1982, p. 146), et des oncolites bactériens (?) accompagnés de proportions moindres de spicularite cherteuse et dolomitique, de mudstone, de grès et de conglomérat. Sept lits conglomératiques, de 0,2 à 2 m d'épaisseur, dont les éléments sont surtout de la dimension des cailloux, comprennent également des galets de parfois 10 cm de longueur dans l'unité inférieure. Les clastes sont composés de matériaux siliceux comme du quartzite, des veines de quartz, du chert et de la calcédoine, et de roches dolomitiques contenant des spicules d'éponges et des «oolites d'eau calme». Il semble que les couches de Markham River se soient accumulées dans des milieux marins peu profonds à péritidaux, limitrophes à une région soulevée où des roches carbonatées et des quartzites de même type ont été érodés. Des discordances stratigraphiques sont probablement présentes au sein de la formation, surtout dans sa partie la plus basse.

2. Les **couches de Piper Pass** forment une étroite zone d'affleurements de 47 km de longueur dans l'extrême sud-est de la zone de plissement de Clements Markham qui est en contact de faille avec les formations de Lands Lokk et de Grant Land. L'unité est principalement constituée de calcilutite généralement laminée de teinte gris foncé moyen, mais comprend aussi de petites quantités de mudstone calcareux, de dolomie, de wackestone et packstone squelettiques contenant une faune benthique variée. Les calcilutites et mudstones calcareux sont inter-

Figure 8C-25. Discordance entre les couches d'Eetookashoo Bay (Sᴇ) et le conglomérat basal formant falaise de la Formation de Stallworthy (Ds), dans le nord de l'île Axel Heiberg; perspective nord-est. La discordance angulaire ne semble pas importante parce que les affleurements sont subparallèles à la direction des strates.

prétés comme étant des dépôts de bassin, et les packstones et wackestones comme résultant de flots de débris subaquatiques issus de la marge de plate-forme voisine. Dans les strates, on a trouvé des conodontes datant de la fin du Ludlowien (zone à *latialata*), et d'autres conodontes légèrement plus anciens.

Zone de plissement de Northern Heiberg

Roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque ou du Paléozoïque inférieur

L'assemblage de Jaeger Lake, qui est peut-être l'unité la plus ancienne affleurant dans la zone de plissement de Northern Heiberg, se présente sous forme de petits blocs faillés et de nappes qui ont chevauché la Formation de Grant Land du Cambrien inférieur. Une coupe partielle de 425 m d'épaisseur à l'emplacement du lac Greenstone (fig. 8C-3, emplacement GL) comprend des proportions presque égales de roches volcaniques et carbonatées, qui sont chacune présentes dans trois unités. Les roches volcaniques sont des coulées et des tufs de composition mafique (fig. 8C-20b), métamorphisés au faciès des schistes verts, et altérés pénétrativement par de la calcite et du quartz. L'âge et l'origine de cette unité problématique sont analysés ci-dessous (dans la partie intitulée Sommaire et interprétation) en même temps que l'assemblage de Yelverton.

Roches carbonatées (B1?) du Cambrien inférieur ou plus anciennes

Cette unité, nommée de manière informelle couches d'Aurland Fiord, est constituée de strates de roches carbonatées qui se présentent également sous forme de blocs faillés et de chevauchements, reposant sur les formations de Grant Land et de Hazen. L'unité a une épaisseur minimum de 1,3 km au sud-ouest du fjord Aurland (fig. 8C-3, emplacement AF), et est constituée surtout de dolomie à lamination plane et de conglomérat intraformationnel apparenté contenant de petites proportions de dolomie non laminée; de calcaire microcristallin; de grainstone dolomitique, de pisolite et de brèche de dissolution (?); et d'ardoise. Bien qu'on ait trouvé aucun fossile dans les couches d'Aurland Fiord, leur âge est provisoirement fixé au tout début du Cambrien (ou avant), parce qu'elles ont été charriées au-dessus de la Formation de Grant Land. Si elles datent effectivement du Cambrien précoce et reposent stratigraphiquement sous la Formation de Grant Land, elles représentent probablement un faciès de bathymétrie intermédiaire entre celle des sédiments de plate-forme de la Formation d'Ella Bay, du centre de l'île d'Ellesmere, et celle des sédiments carbonatés corrélatifs d'eau profonde du sud des monts Grantland (lits de Nesmith; B1).

Sédiments silicoclastiques du Cambrien inférieur (B2)

Des quartzites, des phyllades multicolores et des schistes ardoisiers accompagnés d'une petite quantité de conglomérat à granules, et affleurant à plusieurs endroits dans le nord de l'île Axel Heiberg, peuvent être attribués à la Formation de Grant Land (unité B2) d'après leurs caractéristiques macroscopiques et microscopiques. L'épaisseur et la stratigraphie interne de l'unité demeurent inconnues en raison de sa complexité structurale.

Roches carbonatées, mudstone et chert (B3a, B3b) du Cambrien inférieur au Silurien inférieur

Dans un synclinal au sud du fjord Aurland (fig. 8C-7, emplacement AFS), la Formation de Grant Land est recouverte par plus de 60 m de roches carbonatées et d'un peu de mudstone qui représentent sans doute la partie basale du membre de roches carbonatées de la Formation de Hazen, si le contact masqué entre les deux unités n'est pas faillé. Les roches carbonatées comprennent: 1) une dolomie laminée, plus ou moins argileuse; 2) une dolosiltite et une doloarénite granoclassées; et 3) un conglomérat dolomitique intraformationnel qui a été formé par le glissement de lits en boudins de roches carbonatées dans un milieu de talus sous-marin. Un chert gris foncé finement lité, affleurant dans plusieurs zones généralement de faible étendue, représente probablement le membre cherteux de la Formation de Hazen. Aucun fossile n'a été trouvé dans la Formation de Hazen de l'île Axel Heiberg.

Sédiments clastiques et roches volcaniques du Silurien (équivalents de B4a)

Trois zones de faciès différentes sont représentées par les strates siluriennes du nord de l'île Axel Heiberg, et sont désignées par les noms de Formation de Svartevaeg, de couches d'Eetookashoo Bay et de couches de Bukken Fiord (fig. 8C-13, unités S_{SV}, S_{EB}, S_{BF}); les deux dernières étaient antérieurement assignées à la Formation de Lands Lokk (Trettin, 1969b).

Couches d'Eetookashoo Bay

Les couches d'Eetookashoo Bay sont chevauchées au sud-ouest par les couches d'Aurland Fiord et recouvertes en discordance au nord-est par la Formation de Stallworthy (fig. 8C-25). L'unité est principalement constituée de mudstone schisteux gris foncé à moyen, et de quantités moins importantes de grès tufacé et lithique et de tuf accompagnés d'au moins un conglomérat de roches carbonatées dont les éléments sont de dimensions comprises entre celles de cailloux et de galets. La fraction volcanique des tufs et des grès comprend des éléments lithiques de composition intermédiaire à siliceuse, du feldspath, de la chlorite et du quartz volcanique; la fraction sédimentaire des grès est surtout constituée de quartz, de chert à «fantômes» de radiolaires et de fragments de roches carbonatées. La présence de granoclassements indique que ces strates ont été mises en place par des flots gravitaires (y compris des turbidites); le conglomérat de roches carbonatées semble être un flot de débris subaquatique. Les fossiles benthiques trouvés dans les clastes carbonatés datent du Llandovérien ou du Wenlockien, peut-être du Llandovérien tardif. Les graptolites trouvés près du sommet de l'unité datent probablement de la fin du Wenlockien.

Couches de Bukken Fiord

Ce faciès est exposé dans trois petits affleurements au sud-ouest du fjord Aurland, où il est en contact de faille avec la Formation de Hazen. Il est principalement composé de grès et de quantités moins importantes d'ardoise, et de faibles proportions de conglomérat à cailloux. Le grès et le

conglomérat se présentent tous deux sous forme de lits épais et massifs et, associés au mudstone, sous forme de séquences de Bouma. Le grès est composé de matériel volcanique de composition intermédiaire à siliceuse, de quartz et de chert, ce dernier rappelant la Formation de Hazen quant à sa lamination et aux «fantômes» de radiolaires qu'il contient. Aucun fossile n'a été trouvé dans cette région.

Formation de Svartevaeg

Cette formation repose structuralement sur la Formation de Stallworthy. La limite entre ces deux unités, masquée et autrefois interprétée comme un contact stratigraphique normal, est maintenant considérée comme une faille chevauchante. La Formation de Svartevaeg est recouverte en discordance angulaire par la Formation d'Emma Fiord qui date du Viséen (partie supérieure du Carbonifère inférieur).

La Formation de Svartevaeg est principalement constituée de flots gravitaires surtout composés de grès a éléments volcaniques (tufacés ?) accompagnés de quantités moins importantes de siltstone et de brèche ou de conglomérat; le tuf et les coulées volcaniques ne sont qu'une composante peu importante. La proportion de roches volcaniques et de mudstone par rapport au grès est plus importante dans la partie inférieure (membre A) que dans la partie supérieure de cette formation (membre B). Les grès sont surtout composés de fragments volcaniques de composition siliceuse à mafique et principalement intermédiaire (andésitique), accompagnés de proportions plus faibles de feldspath, de carbonate et de chlorite. Un tuf analysé chimiquement et provenant du membre A, a été classé comme une andésite calco-alcaline, et une coulée provenant de la partie supérieure du membre B comme un basalte calco-alcalin, tous les deux en fonction de leurs éléments principaux. Le plagioclase présent dans les roches sédimentaires étudiées et dans le tuf andésitique susmentionné (mais non dans le basalte) a été généralement altéré en albite.

La formation contient plusieurs brèches calcaires comprenant des fossiles benthiques. La faunule la plus caractéristique, provenant d'un gros bloc de calcaire ayant glissé à environ 60 m au-dessus de la base des affleurements, remonte à la fin du Llandovérien ou au Wenlockien.

Sédiments silicoclastiques du Dévonien inférieur

La Formation de Stallworthy, subdivisée en trois membres informels, comprend environ 4 km de sédiments principalement clastiques qui recouvrent en discordance angulaire les couches d'Eetookashoo Bay (fig. 8C-25). Son sommet stratigraphique n'est pas conservé.

Le **membre A**, de 0 à 900 m d'épaisseur, possède à sa base un conglomérat massif à cailloux de chert de 11 m d'épaisseur, qui est recouvert par environ 66 m de conglomérat à cailloux et de grès interstratifiés. Le reste est surtout composé de mudstone à couleur d'altération rouge et de quantités moins importantes de grès.

Le **membre B** est épais d'environ 75 à 350 m, et se compose de conglomérat ou brèche et de grès interstratifiés accompagnés d'une petite quantité de mudstone. Les éléments des conglomérats et des brèches sont principalement de la dimension des cailloux mais comprennent également des galets. Une stratification oblique de moyenne échelle est fréquente dans les grès.

Le **membre C**, d'environ 2 450 m d'épaisseur, est principalement composé de mudstone à grain grossier, à laminations ou à lits épais, et à couleur d'altération rouge, alternant avec un mudstone à grain plus fin, à couleur d'altération gris verdâtre et gris foncé. Le conglomérat à cailloux associé et le grès caractérisé par endroits par une stratification oblique, les sédiments tufacés et le calcaire argileux n'existent que comme constituants secondaires. L'unité contient des brachiopodes, des gastéropodes et des pélécypodes et quelques rares ostracodermes.

Les conglomérats et les brèches de la Formation de Stallworthy sont surtout constitués de chert, et les grès contiennent des quantités variables de quartz et de chert accompagnés de très petites quantités de feldspath, de muscovite et de clastes de roches argileuses. Des clastes de roches carbonatées et de matériel volcanique (fragments de roches volcaniques, feldspath, chlorite) ne sont présents que dans certains lits de grès et de conglomérats dans la partie supérieure du membre C.

La Formation de Stallworthy est interprétée comme étant une unité de type syntectonique à post-tectonique dérivée des moyennes terres à l'ouest-sud-ouest où un chert (Formation de Hazen) et un grès quartzeux et feldspathique (Formation de Grant Land) sont à découvert. Les membres A et B ont été mis en place dans des milieux de cône alluvial et de cours d'eau anastomosés; le membre C s'est accumulé dans des milieux deltaïques saumâtres.

Les seuls fossiles stratigraphiques trouvés jusqu'à présent sont des ostracodermes provenant d'un calcaire situé à environ 1 km au-dessous du sommet de la formation. Ils datent de la fin du Lochkovien ou du début du Praguien (milieu du Dévonien précoce) (R. Thorsteinsson et H.P. Schultze, communication personnelle, 1985).

Sommaire et interprétation

Assemblages énigmatiques de roches volcaniques et sédimentaires datant du Protérozoïque ou du début du Paléozoïque

Des strates volcaniques et sédimentaires intercalées qui ont chevauché la Formation de Grant Land, à la fois dans la zone de plissement de Northern Heiberg (assemblage de Jaeger Lake) et dans la partie ouest de la zone de plissement de Clements Markham (assemblage de Yelverton), pourraient représenter les unités les plus anciennes du bassin marin profond, mais leur âge et leur origine sont extrêmement difficiles à déterminer. Les relations structurales sembleraient indiquer un âge correspondant au tout début du Cambrien ou au Protérozoïque tardif (?) si ces assemblages appartenaient à la même succession stratigraphique que la Formation de Grant Land, mais un âge correspondant au début du Paléozoïque est possible s'il s'agit d'assemblages allochtones. L'absence totale de fossiles pourrait indiquer un âge plus ancien que le Silurien.

La fiabilité des analyses chimiques pour l'interprétation de roches aussi fortement altérées est discutable, mais le fait que les rapports Zr/TiO_2 étudiés en fonction des rapports Nb/Y (fig. 8C-20a, b) obtenus pour tous les échantillons se groupent dans les champs de l'andésite basaltique

et du basalte subalcalin, pourrait indiquer que ces éléments en traces n'ont pas été sérieusement touchés par l'altération. Les rapports du Zr, Nb et Y (fig. 8C-21) indiquent la possibilité de trois milieux différents, soit arc volcanique, intérieur de plaque et dorsale médio-océanique, mais les roches carbonatées associées d'eau peu profonde sont incompatibles avec un milieu de dorsale médio-océanique.

Si l'on combine toute l'information disponible, les deux interprétations les plus plausibles concernant les assemblages de Yelverton et de Jaeger Lake sont les suivantes: l'existence d'une série d'arcs insulaires du Protérozoïque tardif ou du début du Paléozoïque précoce, peut-être allochtone par rapport à la Formation de Grant Land; ou d'une série apparentée au rift datant du Protérozoïque tardif ou du tout début du Cambrien, et peut-être associée à la Formation de Natkusiak de l'île Victoria, correspondant au Protérozoïque supérieur (chapitre 6). La première interprétation concorde mieux avec l'ensemble des analyses chimiques (les quelques analyses qui en dévient indiqueraient des épisodes de rifting pendant la formation de l'arc ou des arcs); la seconde simplifierait la stratigraphie régionale et l'évolution tectonique.

Phases de sédimentation du Cambrien au Dévonien moyen dans la sous-province sédimentaire

Cinq phases principales avec quelques subdivisions sont identifiées dans la formation de la sous-province sédimentaire du bassin d'eau profonde, et correspondent aux unités lithologiques du premier ordre décrites ci-dessus. Des dépôts comparables existent dans la sous-province volcano-sédimentaire, mais d'autres types de roches, comme des roches volcaniques et des sédiments marins peu profonds et continentaux sont également présents, et font état d'une évolution tectonique différente dans cette région. Les répartitions régionales des faciès sont montrées aux figures 8B-27 à 8B-37, et les développements tectoniques survenus pendant cet intervalle sont analysés dans les chapitres 4, 12 et 21.

Phase BI — Cambrien précoce: resédimentation des roches carbonatées

Les données stratigraphiques de la première phase sont principalement limitées à la sous-province sédimentaire du Groenland septentrional et du nord de l'île d'Ellesmere, même si des roches carbonatées du nord de l'île Axel Heiberg datées de façon imprécise peuvent aussi lui être associées. Les données indiquent une resédimentation, dans des milieux marins profonds, des roches carbonatées et de quelques sédiments silicoclastiques issus de la plate-forme, (fig. 8B-27). Les strates sont probablement corrélables avec les roches carbonatées de plate-forme de la partie centrale de l'île d'Ellesmere et du Groenland septentrional (Formation d'Ella Bay et Groupe de Paradisfjeld; voir le chapitre 8B et le chapitre 7, stade 2).

Phase BII — milieu à fin du Cambrien précoce: mise en place des sédiments silicoclastiques provenant du craton

Les dépôts correspondant à cette phase affleurent dans le Groenland septentrional, et dans le nord de l'île d'Ellesmere et de l'île Axel Heiberg où ils existent dans les deux sous-provinces. Ils se composent d'environ 2 km de quartzite plus ou moins feldspathique, de mudstone et d'une quantité moins importante de conglomérat à cailloux mis en place dans des milieux de cônes sous-marins. Les sédiments proviennent de l'intérieur du craton et sont corrélables avec un prisme de sédiments silicoclastiques s'amincissant vers le craton dans la province de la plate-forme (fig. 8B-28; chapitre 8B, Groupe d'Ellesmere et unités corrélatives [P2a]; chapitre 7, stade 3).

Phase BIII — fin du Cambrien précoce à Dévonien précoce (diachrone): sédimentation de type de bassin à faible remplissage sédimentaire

Sous-province sédimentaire. Les dépôts correspondant à cette phase (fig. 8B-30 à 8B-37), qui affleurent dans toute la région marine profonde du Groenland septentrional et de l'archipel arctique, sont constitués de proportions variables: 1) de sédiments silicoclastiques à grain fin (principalement un mudstone accompagné d'une faible quantité de grès très fin) de provenance surtout cratonique, 2) de roches carbonatées dérivées de la plate-forme, et 3) de chert à radiolaires et de chert secondaire. L'épaisseur des sédiments diminue fortement et la proportion de chert à radiolaires augmente, à mesure que l'on s'éloigne de la marge de la plate-forme. Il est évident qu'un milieu de «bassin à faible remplissage sédimentaire» existait dans la partie nord de la sous-province sédimentaire où l'ensemble de la succession, du sommet du Cambrien inférieur à la base du Silurien (unités 3a et 3b combinées) atteint seulement 250 m d'épaisseur, soit 5 % de l'épaisseur des dépôts corrélatifs de la marge de la plate-forme.

La base de ces dépôts augmente en âge vers le sud-est et le sud en raison de l'affaissement diachrone des parties externes de la plate-forme, principalement entre l'Ordovicien tardif et le Llandovérien. Le sommet augmente en âge à la fois le long de l'axe du bassin d'eau profonde dans la direction sud-ouest, et perpendiculairement à cet axe en direction du craton (voir la phase BIV).

Sous-province volcano-sédimentaire. Les unités B3a et B3b (Formation de Hazen) ont été identifiées dans le nord de l'île Axel Heiberg. Une unité comparable largement chertifiée, du nord-ouest de l'île d'Ellesmere, diffère des strates de la Formation de Hazen plus loin au sud dans l'île d'Ellesmere (sous-province sédimentaire), par la présence de quartz grossier et de cailloux de roches carbonatées, et semble «ne pas être à sa place». L'importance de la présence de roches volcaniques typiques d'un arc insulaire, et accompagnées de chert et de sédiments carbonatés dans le nord-est et le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, est également difficile à déterminer.

Phase BIV — Ordovicien tardif à Dévonien moyen (diachrone): sédimentation de flysch

Sous-province sédimentaire. Cette phase est représentée par de vastes dépôts de grès, de mudstone et de quantités moins importantes de conglomérat terrigène et de petites proportions de roches carbonatées dérivées d'une plate-forme, affleurant de façon intermittente du nord-est du Groenland au nord-ouest de l'île Melville (fig. 8B-34 à 8B-37). Les structures primaires et les associations lithologiques indiquent un transport par des écoulements gravitaires, surtout par des courants de turbidité, dans des milieux de cône sous-marins et de plaine de bassin. Ces dépôts synorogéniques peuvent être considérés comme un flysch (voir Hsü, 1970).

Dans la région axiale du bassin, le flysch a progradé dans une direction sud-ouest, puisque l'âge de sa base décroît de l'Ordovicien tardif ou du Silurien précoce dans le nord-est du Groenland à la fin du Dévonien précoce dans le nord-ouest de l'île Melville. Cette conclusion est confirmée par les directions sud-ouest des paléocourants, principalement parallèles à la direction des strates, qui ont été notées au Groenland et dans l'île d'Ellesmere. La base du flysch rajeunit aussi en direction sud-est, par suite d'un affaissement progressif de la plate-forme, tel que mentionné antérieurement. Cet affaissement vers le bas a probablement été causé par une surcharge sédimentaire rapide du fond du bassin.

Au moins cinq régions sources différentes ont contribué au dépôt du flysch du Silurien et du Dévonien inférieur dans l'archipel arctique:

1. La chaîne calédonienne à l'extrémité nord-est du bassin d'eau profonde situé au large du nord-est du Groenland, a de toute évidence constitué une source sédimentaire importante, si l'on se base sur les directions principalement sud-ouest des paléocourants dans le Groenland septentrional et dans l'île d'Ellesmere. Ceci est indiqué par l'intervalle allant de l'Ordovicien tardif ou du Silurien précoce au Dévonien précoce, et explique probablement le développement de la Formation de Danish River (B4a, B4b). La composition de cette formation montre que la région source était constituée de métasédiments quartzeux et argileux assez faiblement métamorphisés (faciès des schistes verts) contenant au moins 25 % de roches carbonatées. La proportion élevée de matériel carbonaté indique une érosion mécanique rapide et une faible altération chimique (c.-à-d., un climat aride) dans la région source.

2. Les directions sud-est des paléocourants indiquent qu'une source sédimentaire de minéralogie semblable existait quelque part au nord-ouest du plateau de Hazen au Llandovérien et (?) au Wenlockien (unité B4a). On avait antérieurement considéré la Pearya comme cette source, mais l'hypothèse selon laquelle cette région aurait atteint sa position actuelle à cette époque n'est plus acceptable (chapitres 9, 12B). La granulométrie relativement fine de ces sédiments (grès et mudstone à grain très fin) semble indiquer que la source était éloignée.

3. Une source beaucoup plus rapprochée a dû alimenter en conglomérat à cailloux et à galets le membre B de la Formation de Danish River dans la baie Caledonian. Le chert, qui est prédominant, vient soit des strates du bassin d'eau profonde (Formation de Hazen ou Groupe d'Amundsen Land) soit des strates de la Pearya (successions II et III); le quartzite et le marbre rappellent, d'un point de vue pétrographique, la succession II de la Pearya.

4. Les directions ouest des paléocourants dans la Formation de Danish River (B4b) indiquent qu'une source de sédiments silicoclastiques et carbonatés a existé à l'est du fjord Trold au Praguien et au début de l'Emsien; on la considère provisoirement comme correspondant au soulèvement d'Inglefield (voir les chapitres 8B, 12D).

5. Les formations de Bathurst Island et de Stuart Bay de l'île Bathurst (B4c) sont de toute évidence dérivées du soulèvement de Boothia (chapitres 8B, 12C).

6. Les relations régionales et les indices pétrographiques limités semblent indiquer que la Formation de Blackley du nord-ouest de l'île Melville (unité B4d) est dérivée de la Pearya et des parties adjacentes du bassin d'eau profonde, mais on ne dispose pas de déterminations de paléocourants.

Sous-province volcano-sédimentaire. Le flysch silurien du nord de l'île d'Ellesmere (Formations d'Imina et de Lands Lokk) semble être plus étroitement associé aux sédiments corrélatifs du nord-est du Groenland (Formations de Merqujôq, de Lauge Koch et de Nordkronen) qu'aux sédiments situés plus au sud dans l'île d'Ellesmere (Formation de Danish River). Ceci (en même temps que les indices stratigraphiques et structuraux présentés aux chapitres 9 et 12B) semble indiquer que ces dépôts étaient originellement situés quelque part au nord de la partie ouest du Groenland, et que leur position actuelle est due à un décrochement sénestre. Les paléocourants ont souvent une direction nord du côté est du Groenland septentrional (chapitre 7), et les directions nord-ouest apparemment anormales des paléocourants à l'emplacement du fjord Emma (fig. 8C-23) sont peut-être héritées de cette région, mais une rotation horizontale a peut-être aussi eu lieu pendant le décrochement présumé.

Les sédiments siluriens du nord de l'île Axel Heiberg et de la région du fjord Emma située dans la partie nord-ouest de l'île d'Ellesmere diffèrent des autres flyschs siluriens de la région par leur contenu en matériel d'origine volcanique et par leur association avec des roches volcaniques. La composition calco-alcaline de ce matériel indique la proximité d'un arc insulaire, probablement situé dans l'actuelle région du détroit de Nansen, puisque les plus vastes quantités de ce matériel se manifestent dans un chevauchement s'étant produit vers le sud-ouest sur le versant nord-est de l'île Axel Heiberg (Formation de Svartevaeg). L'importance de cette relation du point de vue de la tectonique est analysée au chapitre 12B.

La sédimentation en eau profonde dans la sous-province volcano-sédimentaire a été interrompue par l'activité tectonique manifestée au Silurien tardif; le flysch le plus récent conservé date de la fin du Wenlockien dans la zone de plissement de Northern Heiberg, et du Ludlowien dans la zone de plissement de Clements Markham. On n'examinera pas dans le présent sommaire les dépôts sus-jacents continentaux et marins peu profonds, datant du Silurien tardif et du Dévonien précoce, qui reposent en discordance sur le flysch.

Phase BV: Dévonien précoce et moyen (diachrone): sédimentation des mudstones de transition

La dernière étape de formation de la sous-province sédimentaire a été caractérisée par l'accumulation de mudstones dans des milieux transitionnels de cône supérieur ou de talus passant à une plate-forme externe. Ces sédiments ont uniquement été conservés dans les parties sud-est de la zone marginale (chapitre 10).

Développement de la transition entre la plate-forme et le bassin, partie centrale de l'île d'Ellesmere

Dans l'archipel arctique, les relations entre la plate-forme et le bassin ne sont apparentes que dans les parties nord du centre de l'île d'Ellesmere. La colonne stratigraphique de la fin du Cambrien précoce au Silurien précoce, qui affleure au sud-ouest du promontoire Judge Daly (fig. 8C-26, 8C-27), peut être brièvement décrite de la manière suivante:

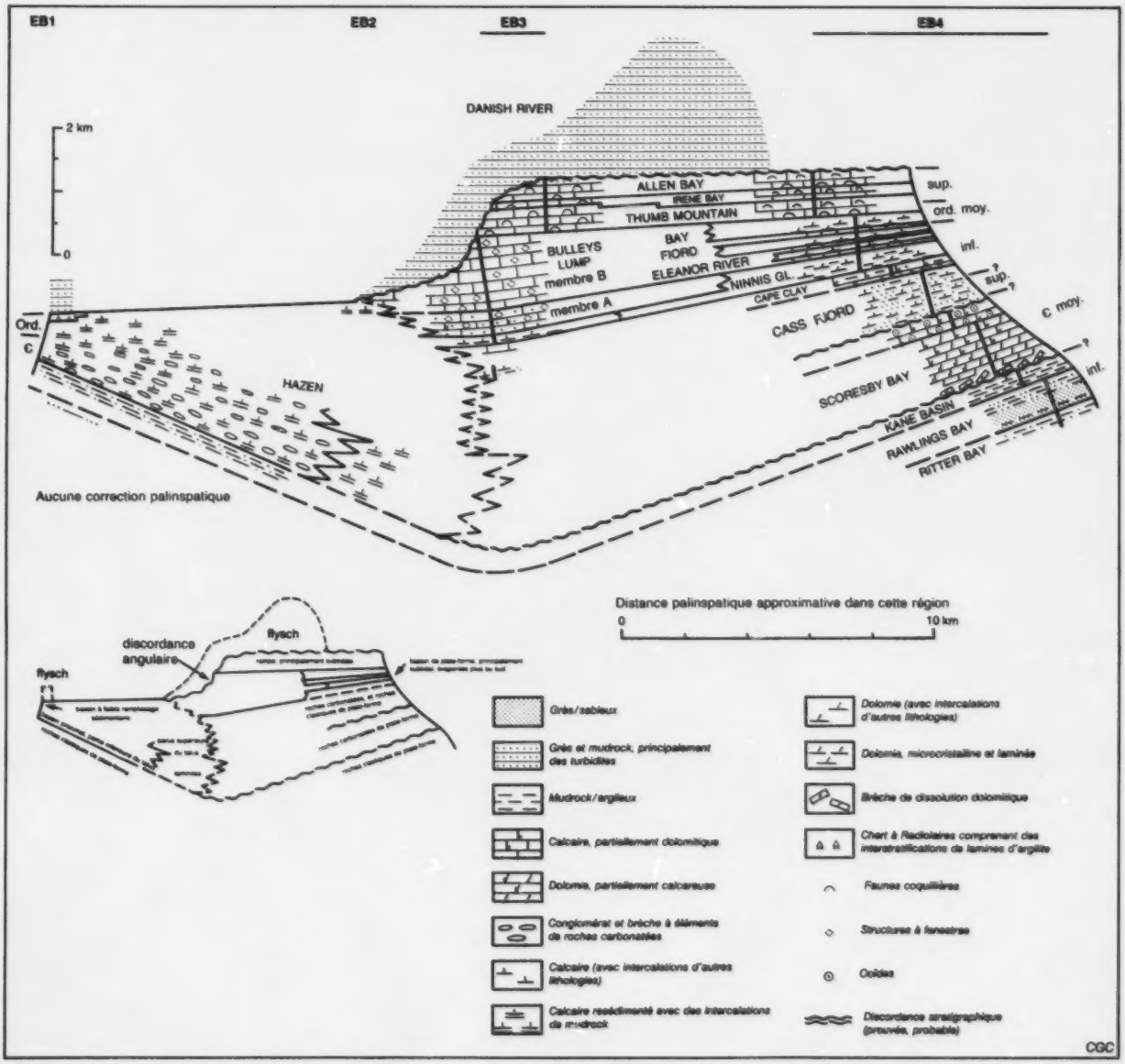


Figure 8C-26. Coupe stratigraphique restaurée de la marge de la plate-forme du Paléozoïque inférieur, observée dans la baie Ella du fjord Archer, dans la région centre-est de l'île d'Ellesmere.

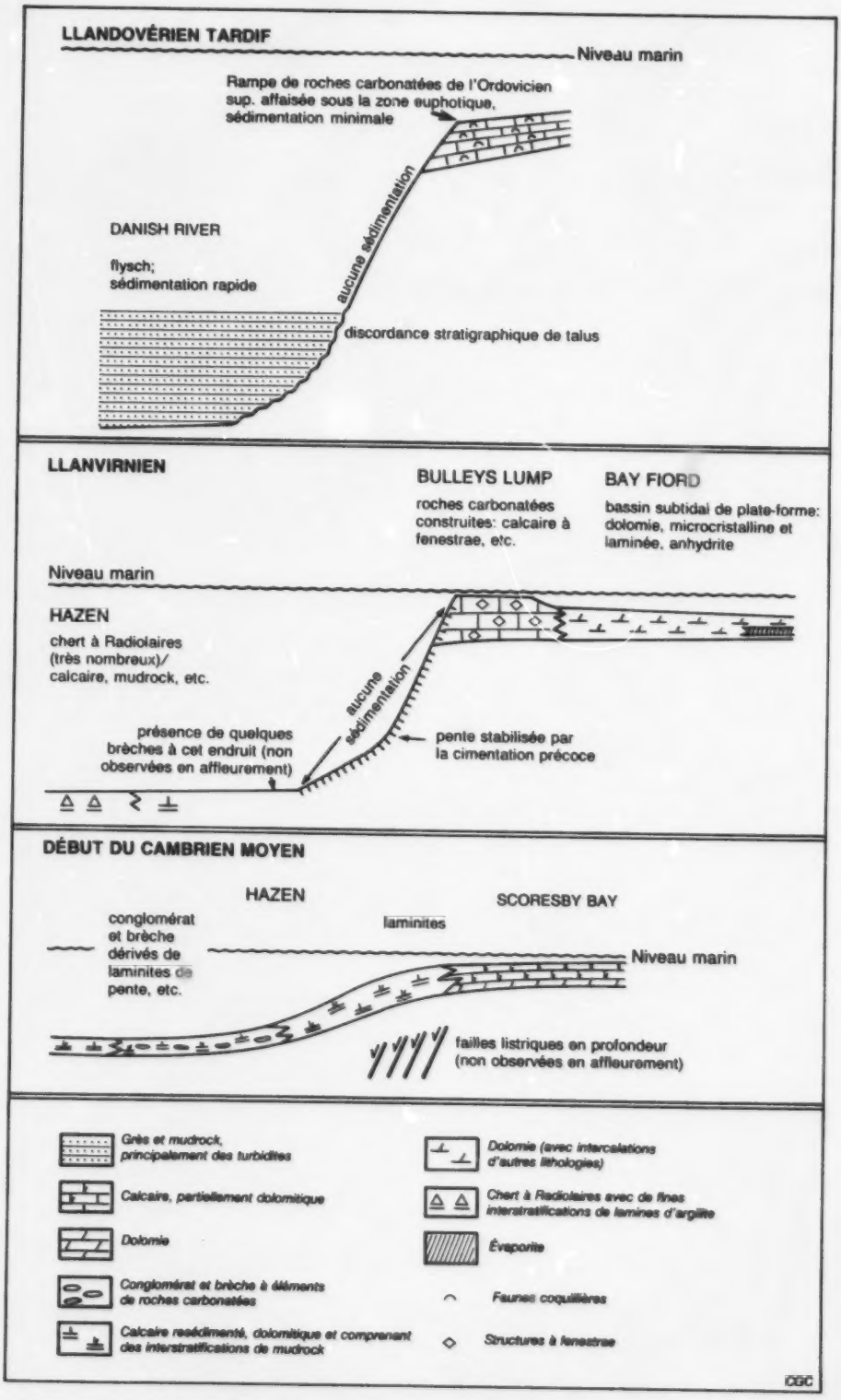


Figure 8C-27. Évolution de la transition entre la plate-forme et le bassin dans la baie Ella.

Fin du Cambrien précoce au début de l'Ordovicien moyen. Le bassin marin d'eau profonde, représenté par le membre de roches carbonatées de la Formation de Hazen (unité B3b), s'étendait jusqu'au versant sud-est du fjord Archer, et est séparé des affleurements des faciès de la plate-forme (formations de Scoresby Bay, de Cass Fiord, de Cape Clay) par un espace de quelques kilomètres seulement. La plate-forme était de toute évidence bordée par un talus modérément incliné qui constituait une zone d'accumulation et de glissements gravitaires.

Début de l'Ordovicien moyen au Silurien précoce (début ou milieu du Llandovérien). L'absence de la Formation de Hazen sur le talus, et la présence d'un hiatus entre les unités de roches carbonatées de la marge de plate-forme et la Formation de Danish River du Silurien (unité B4a), indiquent une marge de dérivation abrupte. L'existence d'un relief sous-marin de 1 à 1,5 km et d'un talus relativement abrupt peuvent être déduits de la géométrie de la discordance. La formation de cette marge est attribuée à la subsidence de la plate-forme et du bassin, combinée à une sédimentation lente dans le bassin et à une sédimentation rapide sur la plate-forme. L'architecture de la marge de la plate-forme a été caractérisée par une construction carbonatée (Formation de Bulleys Lump) de la fin de l'Ordovicien précoce au début de l'Ordovicien moyen, et par une rampe inclinée distale (formations de Thumb Mountain, d'Irene Bay et partie inférieure de la Formation d'Allen Bay) de la fin de l'Ordovicien moyen au tout début du Silurien.

Silurien. La mise en place des flots gravitaires de sédiments provenant du nord-est (unité B4a) dans le bassin a probablement commencé dans cette région au Llandovérien moyen. Le rythme de sédimentation a dépassé le rythme de subsidence de sorte que les flots gravitaires ont rempli le bassin, en s'accumulant latéralement contre l'escarpement de roches carbonatées marginal et non verticalement au-dessus de ce dernier. Sur la plate-forme adjacente, la sédimentation carbonatée a cessé approximativement au Llandovérien moyen et a été suivie de la sédimentation du flysch (unité B4b), probablement après une lacune dans la sédimentation d'une durée incertaine. La subsidence de la plate-forme externe pendant cet intervalle a probablement été due à la surcharge du bassin par le flysch.

Par contre, dans le fjord Cañon, la croissance en hauteur de roches carbonatées construites sur la marge originelle de la plate-forme a compensé la subsidence jusqu'au Ludlowien (début du Silurien tardif). Cette construction a été recouverte par une mince unité de carbonates graptolitiques et de mudstones datant de la toute fin du Silurien (Pridolien) (Formation de Cape Phillips, unité B3c), avant d'être débordée par le flysch (unité B4b) au tout début du Dévonien (fig. 8C-14).

REMERCIEMENTS

Le professeur M.P. Smith de l'Université de Cambridge a participé à l'établissement des relations chronologiques entre les dépôts ordoviciens de la plate-forme de l'archipel arctique et du Groenland. Q. Goodbody (alors chercheur universitaire à la Commission géologique du Canada à Calgary) a fourni des illustrations et un manuscrit non publié sur les sédiments d'eau profonde d'âge ordovicien à dévonien dans le nord-ouest de l'île Melville. Enfin, les auteurs remercient A.K.Higgins de son examen critique du manuscrit.

RÉFÉRENCES

Barnes, C.R.
1974: Ordovician conodont biostratigraphy of the Canadian Arctic; in Proceedings of the Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.); Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 221-240.

Barnes, C.R., Norford, B.S., and Skevington, D.
1981: The Ordovician System in Canada, correlation chart and explanatory notes; International Union of Geological Sciences, Publication no. 8, 27 p.

Blackadar, R.G. and Christie, R.L.
1963: Geological reconnaissance, Boothia Peninsula, and Somerset, King William, and Prince of Wales Islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 63-19, 15 p.

Bolton, T.E., Sanford, B.V., Copeland, M.J., Barnes, C.R., and Rigby, J.K.
1977: Geology of Ordovician rocks, Melville Peninsula and region, southeastern District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 269, 137 p.

Brunton, F.R.
1986: Depositional framework of Lower Cambrian carbonates from northeast Ellesmere Island, Arctic Canada; unpublished B.Sc. thesis, Department of Geology, Laurentian University, Sudbury, Ontario, 38 p.

Christie, R.L.
1967: Bache Peninsula, Ellesmere Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 347, 63 p.
1973: Three new lower Paleozoic formations of the Boothia Peninsula region, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 73-10, 31 p.

Daae, H.D. and Rutgers, A.T.C.
1975: Geological history of the Northwest Passage; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 23, p. 84-108.

Embry, A.F. and Klovan, J.R.
1976: The Middle-Upper Devonian clastic wedge of the Franklinian geosyncline; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 485-639.

Ethington, R.L. and Clark, D.L.
1971: Lower Ordovician conodonts in North America; in Symposium on Conodont Biostratigraphy, W.C. Sweet and S.M. Bergstrom (ed.); Geological Society of America, Memoir 127, p. 63-82.
1982: Lower and Middle Ordovician conodonts from the Ibex area, western Millard County, Utah; Brigham Young University Geology Studies, v. 28, Part 2, 155 p.

Ethington, R.L., Engel, K.M., and Elliott, K.L.
1987: An abrupt change in conodont faunas in the Lower Ordovician of the Midcontinent Province; in Palaeobiology of Conodonts, R.J. Aldridge (ed.); Ellis Horwood Limited, Chichester, England, p. 111-127.

Ethington, R.L. and Repetski, J.E.
1984: Paleobiographic distribution of Early Ordovician conodonts in central and western United States; in Conodont Biofacies and Provincialism, D.L. Clark (ed.); Geological Society of America, Special Paper 196, p. 89-101.

Flügel, E.
1982: Microfacies Analysis of Limestones; Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 633 p.

Fortier, Y.O., Blackadar, R.G., Glenister, B.F., Greiner, H.R., McLaren, D.J., McMillan, N.J., Norris, A.W., Roots, E.F., Souther, J.G., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1963: Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin); Geological Survey of Canada, Memoir 320, 671 p.

Fox, F.G.
1985: Structural geology of the Parry Islands Fold Belt; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 33, p. 306-340.

Fritz, W.H.
1981: Cambrian biostratigraphy, southern Canadian Rocky Mountains, Alberta and British Columbia; in Second International Symposium on the Cambrian System, Guidebook for Field Trip 2, M.E. Taylor (ed.); Denver, Colorado, p. 29-33.

Gibling, M.R. and Narbonne, G.M.
1977: Siluro-Devonian sedimentation on Somerset and Cornwallis Islands, Arctic Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 1145-1156.

Goodbody, Q., Uyeno, T.T., and McGregor, D.C.
1988: The Devonian sequence on Grinnell Peninsula and in the region of Arthur Fiord, Devon Island, Arctic Archipelago; in Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 88-1D, p. 75-82.

Henriksen, N. and Peel, J.S.
1976: Cambrian – early Ordovician stratigraphy in south-western Washington Land, western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 80, p. 17-23.

Homewood, P. and Caron, C.
1982: Flysch of the western Alps; in Mountain Building Processes, K.J. Hsü, (ed.); Academic Press, London, p. 157-168.

Hurst, J.M. and Kerr, J.W.
1982: Upper Ordovician and Silurian facies patterns in eastern Ellesmere Island and western North Greenland and their bearing on the Nares Strait lineament; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 137-145.

Hsü, K.J.
1970: The meaning of the word flysch — a short historical search; in Flysch Sedimentology in North America, J. Lajoie (ed.); The Geological Association of Canada, Special Paper 7, p. 1-11.

Irving, E.
1974: Latitude variation of the Canadian Arctic Archipelago during the Phanerozoic; in Proceedings of the Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.); Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 1-3.

Jones, B.
1974: Facies and faunal aspects of the Silurian Read Bay Formation of northern Somerset Island, District of Franklin; unpublished Ph.D. thesis, Department of Geology, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 448 p.

Jones, B., Oldershaw, A.E., and Narbonne, G.M.
1979: Nature and origin of rubbly limestone in the Upper Silurian Read Bay Formation of Arctic Canada; Sedimentary Geology, v. 24, p. 227-252.

Kerr, J.W.
1967a: Stratigraphy of central and eastern Ellesmere Island, Arctic Canada. Part I. Proterozoic and Cambrian; Geological Survey of Canada, Paper 67-27, 63 p.
1967b: Vendom Fiord Formation — a new red-bed unit of probable early Middle Devonian (Eifelian) age, Ellesmere Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 67-43, 8 p.
1968: Stratigraphy of central and eastern Ellesmere Island, Arctic Canada. Part II. Ordovician; Geological Survey of Canada, Paper 67-27, 92 p.
1974: Geology of the Bathurst Island group and Byam Martin Island, Arctic Canada (Operation Bathurst Island); Geological Survey of Canada, Memoir 378, 152 p.
1975: Cape Storm Formation — a new Silurian unit in the Canadian Arctic; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 23, p. 67-83.
1976: Stratigraphy of central and eastern Ellesmere Island, Arctic Canada. Part III. Upper Ordovician (Richmondian), Silurian and Devonian; Geological Survey of Canada, Bulletin 260, 55 p.
1977: Cornwallis Fold Belt and the mechanism of basement uplift; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1374-1401.

Klapper, G.
1977: Lower and Middle Devonian conodont sequence in central Nevada, with contributions by D.B. Johnson; in Western North America: Devonian, M.A. Murphy, W.B.N. Berry, and C.A. Sandberg (ed.); University of California, Riverside Campus Museum Contributions, no. 4, p. 33-54.

Klapper, G. and Murphy, M.A.
1975: Silurian – Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains Formation of central Nevada; University of California Publications in Geological Sciences, v. 3 (1974), 62 p.

Kurtz, V.E., McNair, A.H., and Wales, D.B.
1952: Stratigraphy of the Dundas Harbour area, Devon Island, Arctic Archipelago; American Journal of Science, v. 250, p. 636-655.

Landing, E., Barnes, C.R., and Stevens, R.K.
1987: Tempo of earliest graptolite faunal succession: conodont-based correlations from the Ordovician of Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1928-1949.

Lemon, R.R.H. and Blackadar, R.G.
1963: Admiralty Inlet area, Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 328, 84 p.

Mayr, U.
1974: Lithologies and depositional environments of the Allen Bay – Read Bay formations (Ordovician-Silurian) on Svendsen Peninsula, central Ellesmere Island; in Proceedings of the Symposium on the geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.); Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 143-157.
1978: Stratigraphy and correlation of lower Paleozoic formations, subsurface of Cornwallis, Devon, Somerset, and Russell islands, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 276, 55 p.
1980: Stratigraphy and correlation of lower Paleozoic formations, subsurface of Bathurst Island and adjacent smaller islands, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 306, 52 p.

Mayr, U., Uyeno, T.T., and Barnes, C.R.
1978: Subsurface stratigraphy, conodont zonation, and organic metamorphism of the lower Paleozoic succession, Bjorne Peninsula, Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 393-398.

Mayr, U., Uyeno, T.T., Tipnis, R.S., and Barnes, C.R.
1980: Subsurface stratigraphy and conodont zonation of the lower Paleozoic succession, Arctic Platform, southern Arctic Archipelago; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 209-215.

McClure, H.A.
1978: Early Paleozoic glaciation in Arabia; Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology; v. 25, p. 315-326.

McCracken, A.D. and Barnes, C.R.
1981: Conodont biostratigraphy across the Ordovician-Silurian boundary, Ellis Bay Formation, Anticosti Island, Québec; in Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Field Meeting, Anticosti-Gaspé, Québec, v. II: Stratigraphy and Paleontology, P.J. Lespérance, (ed.); International Union of Geological Sciences, p. 61-69.

McGill, P.
1974: The stratigraphy and structure of the Vendom Fiord area; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 22, p. 361-386.

McIlreath, I.A.
1978: Facies Models – 13. Carbonate Slopes; Geoscience Canada, v. 5, no. 4, p. 189-199.

Meschede, M.
1986: A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram; Chemical Geology, v. 56, p. 207-218.

Miall, A.D.
1970a: Continental marine transition in the Devonian of Prince of Wales Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 125-144.
1970b: Devonian alluvial fans, Prince of Wales Island, Arctic Canada; Journal of Sedimentary Petrology, v. 40, p. 556-571.
1976: Proterozoic and Paleozoic geology of Banks Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 258, 77 p.
1983: Stratigraphy and tectonics of the Peel Sound Formation, Somerset and Prince of Wales island succession; in Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 493-495.

Miall, A.D. and Gibling, M.R.
1977: The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Arctic Canada, and some regional paleogeographic implications; Sedimentary Geology, v. 21, p. 85-127.

Miall, A.D. and Kerr, J.W.
1977: Phanerozoic stratigraphy and sedimentology of Somerset Island and northeastern Boothia Peninsula; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 99-106.
1980: Cambrian to Upper Silurian stratigraphy, Somerset Island and northeastern Boothia Peninsula, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Bulletin 315, 43 p.

Miall, A.D., Kerr, J.W., and Gibling, M.R.
1978: The Somerset Island Formation: an upper Silurian to ?Lower Devonian intertidal/supratidal succession, Boothia Uplift region, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 181-189.

Miller, J.F.
1980: Taxonomic revisions of some Upper Cambrian and Lower Ordovician conodonts with comments on their evolution; The University of Kansas, Paleontological Contributions, Paper 99, 44 p.

Mirza, K.
1976: Late Ordovician to Late Silurian stratigraphy and conodont biostratigraphy of the eastern Canadian Arctic Islands; unpublished M.Sc. thesis, Department of Earth Sciences, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 302 p.

Mortensen, P.S.
1985: Stratigraphy and sedimentology of the Upper Silurian strata on eastern Prince of Wales Island, Arctic Canada; unpublished Ph.D. thesis, Department of Geology, University of Alberta, Edmonton, Alberta, 335 p.

Mortensen, P.S. and Jones, B.
1986: The role of contemporaneous faulting on Late Silurian sedimentation in the eastern M'Clintock Basin, Prince of Wales Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1401-1411.

Morrow, D.W. and Kerr, J.W.
1977: Stratigraphy and sedimentology of lower Paleozoic formations near Prince Alfred Bay, Devon Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 254, 122 p.
1986: Geology of Grinnell Peninsula and the Prince Alfred Bay area, Devon Island, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 1325, 45 p.

Mossop, G.D.
1979: The evaporites of the Ordovician Baumann Fiord Formation, Ellesmere Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 298, 52 p.

Muir, I.D. and Rust, B.R.
1982: Sedimentology of a Lower Devonian coastal alluvial fan complex: the Snowblind Bay Formation of Cornwallis Island, Northwest Territories, Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 30, p. 245-263.

Mutti, E.
1979: Turbidites et cônes sous-marins profonds; in Sédimentation détritique (fluviatile, littorale, et marine), P. Homewood (ed.); Institut de Géologie de l'Université de Fribourg, Imprimerie Claraz SA, Fribourg, Switzerland, p. 353-419.

Narbonne, G.M.
1981: Stratigraphy, reef development and trace fossils of the Upper Silurian Douro Formation in the southeastern Canadian Arctic Islands; unpublished Ph.D. thesis, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 259 p.

Narbonne, G.M. and Dixon, O.
1982: Physical correlation and depositional environments of Upper Silurian rubbly limestone facies in the Canadian Arctic Islands; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 135-146.

Nentwich, F.W. and Jones, B.
1985: Geology of northwestern Brodeur Peninsula, Baffin Island, N.W.T.; in Contributions to the Geology of the Northwest Territories, Volume 2, J.A. Brophy (ed.); Canada, Department of Indian and Northern Affairs, p. 71-84.

Norford, B.S.
1971: Silurian stratigraphy of northern Manitoba; in Geoscience Studies in Manitoba, A.C.Turnock, (ed.); The Geological Association of Canada, Special Paper 9, p. 199-206.

Nowlan, G.S.
1976: Late Cambrian to Late Ordovician conodont evolution and biostratigraphy of the Franklinian Miogeosyncline, eastern Canadian Arctic Islands; unpublished Ph.D. thesis, Department of Biology, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 591 p.
1981: Late Ordovician – Early Silurian conodont biostratigraphy of the Gaspé Peninsula — a preliminary report; in Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Field Meeting, Anticosti-Gaspé, Québec, 1981, v. II: Stratigraphy and Paleontology, P.J. Lespérance (ed.); International Union of Geological Sciences, p. 257-291.
1985: Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from the Franklinian Miogeosyncline, Canadian Arctic Islands; Journal of Paleontology, v. 59, p. 96-122.

Packard, J.J.
1985: The Upper Silurian Barlow Inlet Formation, Cornwallis Island, Arctic Canada; unpublished Ph.D. thesis, Department of Geology, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 744 p.

Packard, J.J. and Mayr, U.
1982: Cambrian and Ordovician stratigraphy of southern Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada Paper 82-1A, p. 67-74.

Palmer, A.R., Cowie, J.W., and Eby, R.G.
1981: A Late Cambrian (Dresbachian, Crecipbalus Zone) fauna from the Boothia Peninsula, District of Franklin; in Contributions to Canadian Paleontology; Geological Survey of Canada, Bulletin 300, p. 1-6.

Palmer, A.R. and Peel, J.S.
1981: Dresbachian trilobites and stratigraphy of the Cass Fjord Formation, western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin 141, 46 p.

Peel, J.S. and Christie, R.L.
1982: Cambrian-Ordovician platform stratigraphy: correlations around Kane Basin; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, J.W. Kerr and P.R. Dawes (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 117-135.

Poey, J.L.
1982: Preliminary report on Upper Ordovician to Upper Silurian carbonates, Baumann Fiord area, southwestern Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 75-77.

Polan, K.P. and Stearn, C.W.
1984: The allochthonous origin of the reefal facies of the Stuart Bay Formation (Early Devonian), Bathurst Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 657-668.

Prosh, E.C., Lesack, K.A., and Mayr, U.
1988: Devonian stratigraphy of northwestern Devon Island, District of Franklin; in Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 88-1D, p. 1-10.

Reinson, G.E.
1978: Carbonate-evaporite cycles in the Silurian rocks of Somerset Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 76-10, 13 p.

Repetski, J.E.
1982: Conodonts from El Paso Group (Lower Ordovician) of westernmost Texas and southern New Mexico; New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Memoir 40, 121 p.

Roblesky, R.F.
1979: Upper Silurian (late Ludlovian) to Upper Devonian (Frasnian?) stratigraphy and depositional history of the Vendom Fiord region, Ellesmere Island, Arctic Canada; unpublished M.Sc. thesis, Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, Calgary, Alberta, 230 p.

Robson, M.J.
1985: Lower Paleozoic stratigraphy of northwestern Melville Island, District of Franklin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 281-284.

Ross, R.J., Jr. et al.
1982: The Ordovician System in the United States, correlation chart and explanatory notes; International Union of Geological Sciences, Publication no. 12, 73 p.

Smith, G.P.
1984: Stratigraphy and paleontology of the Lower Devonian Sequence, southwest Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; unpublished Ph.D. thesis, Department of Geological Sciences, McGill University, Montreal, Quebec, 513 p.

Smith, G.P. and Stearn, C.W.
1987: Anatomy and evolution of a Lower Devonian reef complex, Ellesmere Island, Arctic Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 35, p. 251-262.

Sodero, D.E. and Hobson, J.P., Jr.
1979: Depositional facies of lower Paleozoic Allen Bay carbonate rocks and contiguous shelf and basin strata, Cornwallis and Griffith islands, Northwest Territories, Canada; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 1059-1091.

Snelling, N.J.
1987: Measurement of geological time and the geological time scale; Modern Geology, v. 11, p. 365-374.

Stewart, W.D.
1987: Late Proterozoic to early Tertiary stratigraphy of Somerset Island and northern Boothia Peninsula, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Paper 83-26, 78 p.

Stuart Smith, J.H. and Wennekers, J.H.N.
1977: Geology and hydrocarbon discoveries of Canadian Arctic Islands; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 61, p. 1-27.

Sweet, W.C.
1979: Late Ordovician conodonts and biostratigraphy of the western Midcontinent Province; Brigham Young University Geology Studies, v. 26, Part 3, p. 45-86.

1984: Graphic correlation of upper Middle and Upper Ordovician rocks, North American Midcontinent Province, U.S.A; in Aspects of the Ordovician System, D.L. Bruton (ed.); Palaeontological Contributions from the University of Oslo, no. 295, Universitetsforlaget, Oslo, p. 23-25.

Sweet, W.C., Ethington, R.L., and Barnes, C.R.
1971: North American Middle and Upper Ordovician conodont faunas; in Symposium on Conodont Biostratigraphy, W.C. Sweet and S.M. Bergstrom (ed.); Geological Society of America, Memoir 127, p. 163-193.

Thorsteinsson, R.
1958: Cornwallis and Little Cornwallis Islands, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 294, 134 p.
1963: Copes Bay; in Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories, Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 386-395.
1980: Part I. Contributions to stratigraphy (with contributions by T.T. Uyeno); in Stratigraphy and Conodonts of Upper Silurian and Lower Devonian Rocks in the Environs of the Boothia Uplift, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 282, p. 1-38.
1988: Geology of Cornwallis Island and neighbouring smaller islands, Canadian Arctic Archipelago, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1626A (scale 1: 250 000)

Thorsteinsson, R. and Kerr, J.W.
1968: Cornwallis Island and adjacent smaller islands, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 67-64, 16 p.

Thorsteinsson, R. and Mayr, U.
1987: The sedimentary rocks of Devon Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 411, 182 p.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1962: Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 330, 85 p.
1970:* Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no.1, p. 547-590.

Tozer, E.T. and Thorsteinsson, R.
1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 332, 242 p.

Trettin, H.P.
1969a: Lower Paleozoic sediments of northwestern Baffin Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 157, 70 p.
1969b: Pre-Mississippian geology of northern Axel Heiberg and northwestern Ellesmere islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 171, 82 p.
1971: Geology of lower Paleozoic formations, Hazen Plateau and southern Grant Land Mountains, Ellesmere Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 203, 134 p.
1975: Investigations of lower Paleozoic geology, Foxe Basin, northeastern Melville Peninsula, and parts of northwestern and central Baffin Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 251, 177 p.
1978: Devonian stratigraphy, west-central Ellesmere Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 302, 119 p.
1979: Middle Ordovician to Lower Devonian deep-water succession at southeastern margin of Hazen Trough, Cañon Fiord, Ellesmere Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 272, 84 p.
1987: Investigations of Paleozoic geology, northern Axel Heiberg and northwestern Ellesmere islands; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, P. 357-367.

Trettin, H.P., Barnes, C.R., Kerr, J.W., Norford, B.S., Pedder, A.E.H., Riva, J., Tipnis, R.S. and Uyeno, T.
1979: Progress in lower Paleozoic stratigraphy, northern Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 269-279.

Trettin, H.P., Parrish, R., and Loveridge, W.D.
1987: U-Pb age determinations on Proterozoic to Devonian rocks from northern Ellesmere Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 246-256.

Uyeno, T.T.
1980: Systematic study of conodonts; Part II in Stratigraphy and Conodonts of Upper Silurian and Lower Devonian Rocks in the Environs of the Boothia Uplift, Canadian Arctic Archipelago, Geological Survey of Canada, Bulletin 292, p. 39-75.
1990: Conodonts and conodont biostratigraphy of Upper Ordovician through Middle Devonian rocks of southwestern Ellesmere Island and northwestern Devon Island, Canadian Arctic Archipelago (with contributions by U. Mayr and R.A. Roblesky); Geological Survey of Canada, Bulletin 401.

Uyeno, T.T. and Klapper, G.
1980: Summary of conodont biostratigraphy of the Blue Fiord and Bird Fiord formations (Lower-Middle Devonian) at the type and adjacent areas, southwestern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p. 81-93.

Uyeno, T.T. and Mayr, U.
1979: Lithofacies interpretation and conodont biostratigraphy of the Blue Fiord Formation in the subsurface of Cameron and Vanier islands, Canadian Arctic Archipelago; in Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 233-240.

Warren, J.K. and Kendall, C.G.St.C.
1985: Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings — modern and ancient; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 1013-1023.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A.
1977: Geochemical discrimination of different magma series and their products using immobile elements; Chemical Geology, v. 20, p. 325-343.

Adresses des auteurs

G.D.F. Long
Department of Geology
Laurentian University
Ramsay Lake Road,
Sudbury, Ontario
P3E 2C6

U. Mayr
Commission géologique du Canada
3303-33rd St. N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

J.J. Packard
Esso Resources Canada Limited
Box 2480, Station M
Calgary, Alberta
T2P 3M9

H.P. Trettin
Commission géologique du Canada
3303-33rd St. N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

* Publication de la Commission géologique du canada également disponible en français

Imprimé au Canada

Chapitre 9
HISTOIRE DE LA PEARYA DU PROTÉROZOÏQUE AU SILURIEN SUPÉRIEUR

Introduction

Socle granitoïde de la fin du Protérozoïque moyen (succession I)

Roches métasédimentaires et métavolcaniques du Protérozoïque supérieur à l'Ordovicien inférieur (succession II)

Roches métavolcaniques et métasédimentaires de l'Ordovicien (?) inférieur et moyen (succession III, assemblage de Maskell Inlet)

Roches plutoniques reliées à la succession III

Orogenèse de M'Clintock

Roches sédimentaires et volcaniques de l'Ordovicien moyen au Silurien supérieur (succession IV)

Interprétation tectonique des successions I à IV

Comparaison avec les zones mobiles franklinienne et calédonienne

Références

Chapitre 9

HISTOIRE DE LA PEARYA DU PROTÉROZOÏQUE AU SILURIEN SUPÉRIEUR

H.P. Trettin

INTRODUCTION

Une province géologique affleurant dans l'extrême nord de l'île d'Ellesmere, nommée Pearya par Schuchert (1923) et autrefois interprétée comme étant le vestige de la bordure cristalline précambrienne, est maintenant considérée comme étant un fragment continental allochtone contenant une suture interne, c.-à-d. que cette province géologique est considérée, aujourd'hui, comme un terrane composite (chap. 4). Le présent chapitre a pour objet de décrire l'histoire de ce terrane de la fin du Protérozoïque moyen au Silurien tardif et de la comparer brièvement à celle des zones mobiles franklinienne et calédonienne. Le chapitre insiste tout particulièrement sur les événements tectoniques et plutoniques ordoviciens, qui sont importants à l'évaluation des liens entre la Pearya et ces deux zones mobiles.

L'élaboration de cette chronologie a été difficile vu la rareté des données permettant de dater la stratigraphie pré-caradocienne, les effets de cinq orogenèses, et la présence d'une couverture glaciaire partielle. La Pearya se divise de prime abord en quatre successions principales qui diffèrent par leur âge et leur lithologie générale (fig. 9-2; voir la figure 9-1 pour les noms géographiques utilisés dans ce chapitre). La succession I comprend des strates sédimentaires et (?) volcaniques d'âge incertain qui ont été déformées, métamorphisées jusqu'au faciès des amphibolites et percées par des plutons granitiques à la fin du Protérozoïque moyen (1,0 à 1,1 Ga). La succession II, dont l'âge va du Protérozoïque tardif à l'Ordovicien précoce, se compose surtout de sédiments de «miogéosynclinal» ou de «plate-forme» (roches carbonatées, quartzite, mudstone), avec de plus faibles quantités de roches volcaniques mafiques et felsiques, de diamictite et de chert. Son contact masqué avec la succession I est provisoirement interprété comme étant une discordance angulaire. La succession III comprend des roches volcaniques de type arc insulaire et (?) de fond océanique, du mudstone, du chert et des roches carbonatées; lui sont associés des écailles de complexes ultramafiques et mafiques de la fin de l'Ordovicien précoce (Arénigien). Le contact faillé entre ces roches et la succession II repose en discordance sous la succession IV, qui comporte 7 à 8 km de strates volcaniques et sédimentaires datant de la fin de l'Ordovicien moyen (Caradocien) au Silurien tardif. La discordance angulaire trouvée à la base de la succession IV représente l'orogenèse de M'Clintock qui date du début de l'Ordovicien moyen; cette orogènese, ou collision, a été accompagnée d'un métamorphisme dont le degré va du sommet du faciès à prehnite et à pumpellyite au faciès des amphibolites, et de la mise en place de plutons granitiques de types divers. Les successions I à III se présentent en neuf zones séparées qui ont été nommées. La succession IV déborde sur deux ou trois zones qui recouvrent les successions II et III. Afin d'éviter toute confusion, le terme terrane sera utilisé pour désigner l'ensemble de la Pearya, bien qu'il puisse également se rapporter à au moins une zone (île Bromley) ou ses composantes (succession III et Suite de Thores).

Les premières études géologiques de cette région ont été menées par Blackadar (1954), Christie (1957, 1964), Trettin (1969a, b; 1971) et Frisch (1974). Le présent résumé est fondé sur une nouvelle étude systématique en cours depuis 1975 (Trettin, 1981; Mayr et al., 1982; Trettin, 1987a, b; Trettin et Frisch, 1987); seules des sources additionnelles seront citées.

Trettin, H.P.
1991: Histoire de la Pearya du Protérozoïque au Silurien supérieur; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 9, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

SOCLE GRANITOÏDE DE LA FIN DU PROTÉROZOÏQUE MOYEN (SUCCESSION I)

La succession I (fig. 9-2) est constituée de gneiss granitoïde et de plus petites quantités d'amphibolite, de schiste, de marbre et de quartzite. Elle affleure dans trois zones principales présentant des environnement structuraux différents et des directions structurales différentes (zones de Cape Columbia, de Mitchell Point et de Deuchars Glacier), et aussi sous la forme de petits blocs faillés au sein de la succession II (zone d'Empire) au nord-est de l'extrémité inférieure du fjord Ayles et à l'ouest de l'inlet Phillips.

Description des zones

La **zone de Cape Columbia**, à orientation ouest, a environ 40 km de longueur et 3 km de largeur. Son contact avec la zone de Mount Disraeli au sud (succession II) est probablement faillé. La foliation gneissique a une orientation ouest et est verticale ou fortement inclinée vers le nord ou le sud. Du gneiss rubané à biotite et à grenat avec deux générations de porphyroblastes de feldspath constitue le type de roche le plus abondant; du gneiss à hornblende grenatifère et de l'amphibolite apparentée abondent également. Le rubanement métamorphique persistant des gneiss reflète probablement la stratification, mais la nature des roches originelles est incertaine. Les caractéristiques

chimiques des amphibolites laissent supposer qu'il s'agit de roches méta-ignées. De nombreux dykes granitiques et pegmatitiques recoupent les gneiss. Les schistes, les quartzites et les marbres sont moins abondants. Le métamorphisme d'origine a atteint le faciès des amphibolites, mais les effets d'un rétrométamorphisme ainsi qu'un métamorphisme cataclastique s'observent partout.

La **zone de Mitchell Point** proprement dite a une longueur d'environ 110 km et une largeur maximale d'environ 30 km. Un contact de faille la sépare des roches du Protérozoïque supérieur au Cambrien des zones d'Empire et de Cape Alfred Ernest, et des strates ordoviciennes et siluriennes du bassin d'eau profonde (zone de plissement de Clements Markham). Elle est constituée principalement de gneiss granitoïde et de plus petites quantités d'amphibolites et de métasédiments clastiques (fig. 9-3, 9-4). La foliation et les contacts lithologiques internes sont parallèles à l'orientation sud-ouest régionale; l'azimut du pendage varie. Les éléments marqués par la cataclase et la rétromorphose sont très répandus, notamment au contact sud-ouest faillé.

Un bloc faillé relativement gros de gneiss se manifeste également sur une péninsule dans l'inlet Phillips, et des petits blocs faillés de gneiss se trouvent au nord-est du fjord Ayles. Les deux manifestations et la zone de Mitchell Point sont alignées mais séparées par des fjords et des strates plus jeunes. Cette relation semble indiquer qu'en subsurface la zone de Mitchell Point et celle des buttes-témoins sont continues.

La **zone de Deuchars Glacier** a environ 30 km de longueur et jusqu'à 12 km de largeur; il s'agit d'un massif en forme de croissant qui est séparé des strates voisines du Protérozoïque supérieur et Cambrien de la zone d'Empire par un contact de faille. La foliation et la schistosité sont arquées en direction ouest à nord-ouest. Cette zone se compose surtout de roches granitiques, de quantités moins élevées de schistes et de quantités très faibles d'amphibolites. D'après leur composition actuelle, les roches granitiques sont principalement du granite et de la granodiorite à grain moyen ou grossier. Certaines d'entre elles sont massives et d'autres légèrement gneissiques en raison de la déformation cataclastique et de la concentration de mica sur des surfaces «S» discontinues et ondulées. Leur composition minérale et chimique hyperalumineuse est comparable à celle des granites de type S. Les schistes diffèrent des gneiss par leur granulométrie plus fine, leur lamination bien définie et leurs rapports quartz/feldspath et plagioclase/feldpath potassique plus élevés.

Âge du métamorphisme et du plutonisme granitique

Une isochrone à neuf points indique que le métamorphisme de la zone de Cape Columbia date de 1 060 ± 18 Ma (âge Rb-Sr recalculé d'après Sinha et Frisch, 1976). Cet âge coïncide, dans les limites de confiance établies, avec l'âge de 1 037 +25/-20 Ma (interception supérieure avec la courbe concordia discordante) obtenu par la méthode U-Pb appliquée aux zircons trouvés dans des gneiss granitoïdes

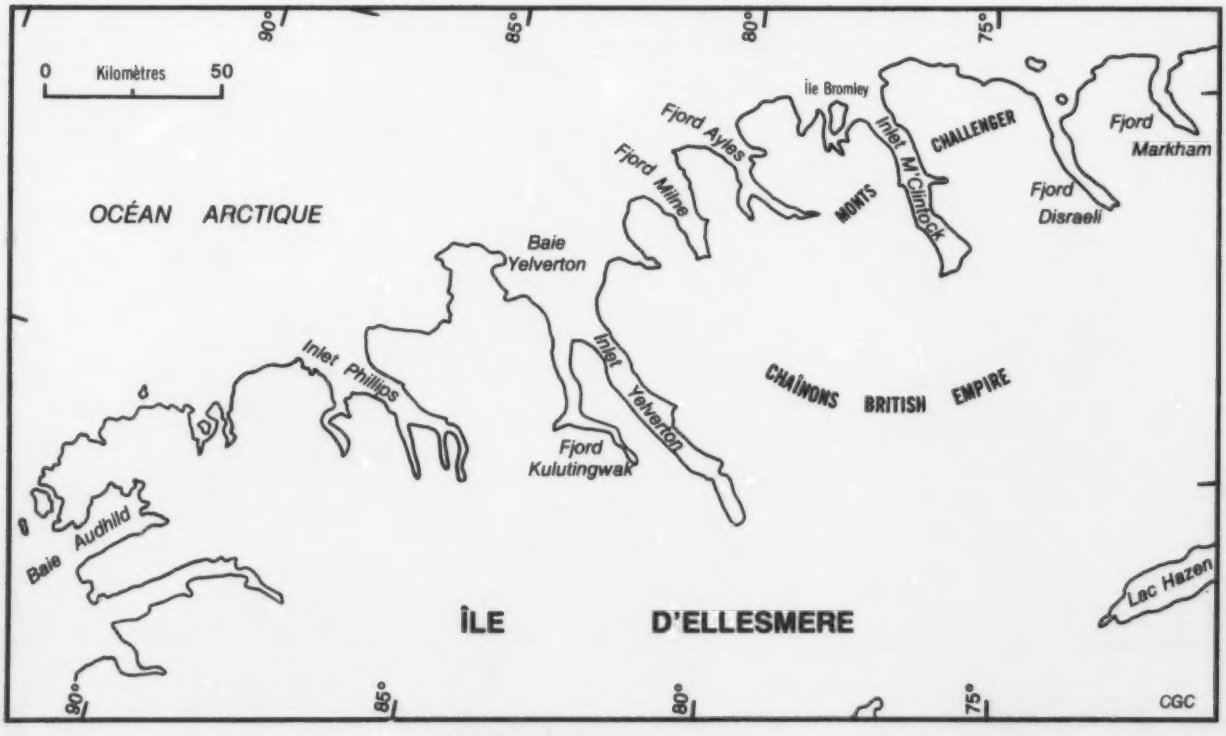


Figure 9-1. Carte de localisation.

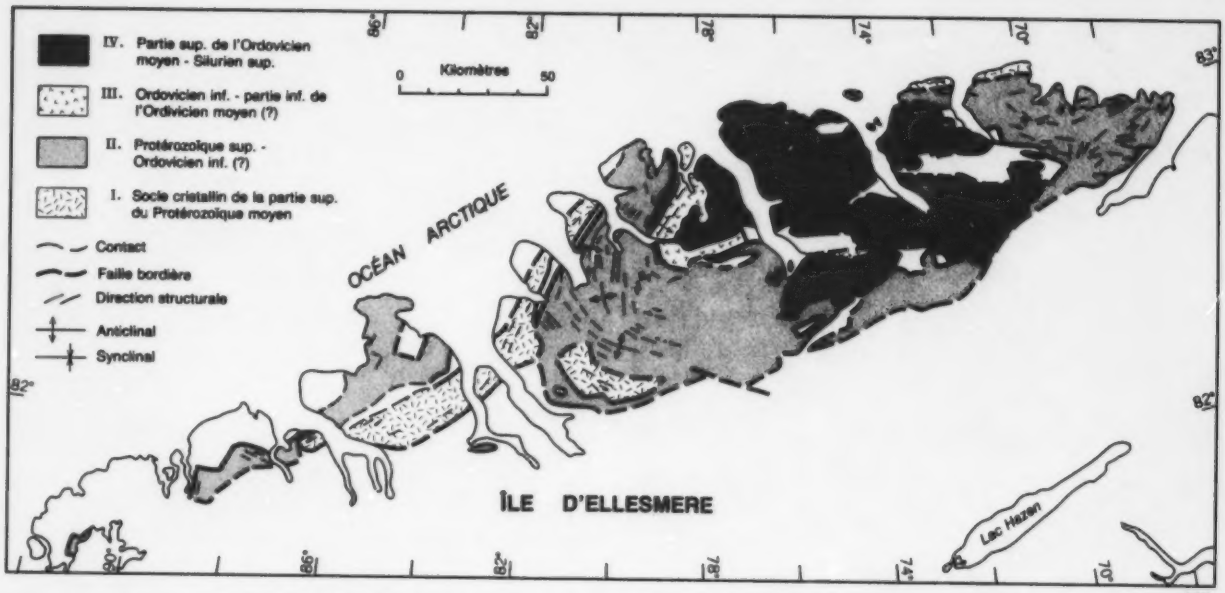


Figure 9-2. Principales successions du terrane de Pearya, de l'île d'Ellesmere.

Figure 9-3. Zone de Mitchell Point, à l'est du fjord Kulutingwak. Perspective est.

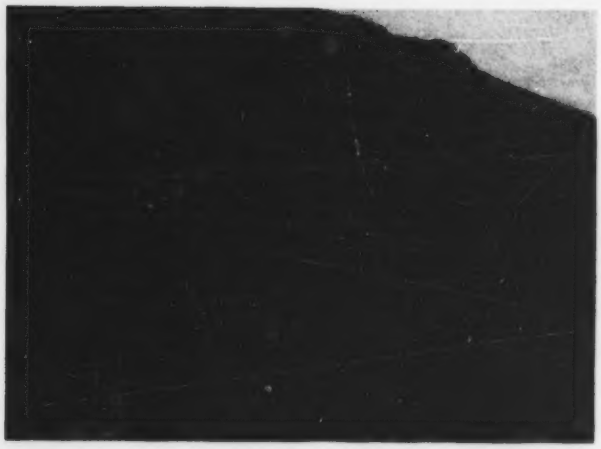


Figure 9-4. Gneiss granitoïde de la zone de Mitchell Point, à l'ouest du fjord Kulutingwak. Perspective ouest.

d'aspect plutonique en provenance de la zone de Deuchars Glacier (Trettin et al., 1987). Les âges donnés par l'interception supérieure avec la courbe pour le zircon hérité en provenance du complexe plutonique ordovicien de Cape Richards (1 300 ± 300 Ma), du pluton dévonien de Cape Woods (1 450 ± 400 Ma), et des roches volcaniques crétacées de Hansen Point (1 150 ± 300 Ma), indique également la présence d'un socle granitoïde datant de la fin du Protérozoïque moyen. En se fondant sur la lithologie, la zone de Mitchell Point est mise en corrélation provisoirement avec les zones de Cape Columbia et de Deuchars Glacier, bien qu'elle ait donné des âges Rb-Sr un peu plus jeunes de 726 ± 12 Ma et de 802 ± 19 Ma (recalculés à partir de Sinha et Frisch, 1975).

ROCHES MÉTASÉDIMENTAIRES ET MÉTAVOLCANIQUES DU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR (SUCCESSION II)

La succession II (fig. 9-5) comprend cinq types de roches sédimentaires et volcaniques inégalement métamorphisées: 1) une série prédominante de sédiments de plate-forme originaux comme des calcaires, des dolomies, des quartzites et des mudstones; 2) de la diamictite ainsi que du grauwacke et du mudstone apparentés, d'origine probablement glaciogénique; 3) des roches volcaniques mafiques dont l'analyse de certains échantillons a permis d'établir qu'il s'agit de basalte subalcalin; 4) des roches volcaniques siliceuses partiellement alcalines; et 5) du chert. Les roches volcaniques mafiques et siliceuses n'ont pas été observées ensemble mais, si elles étaient apparentées, elles pourraient fort bien représenter une série bimodale issue d'un environnement de rift. Le degré de métamorphisme de la succession va du sommet du faciès à prehnite et a pumpellyite au faciès des amphibolites, mais est principalement du faciès des schistes verts.

La base de la succession II n'affleure pas et son lien avec la succession I est donc controversé. Une petite boutonnière de la succession I trouvée au nord-est du fjord Ayles repose sous la succession II, mais la succession I semble avoir percé cette couverture dans une certaine mesure (Frisch, 1974, fig. 12A); un lien semblable pourrait exister au glacier Deuchars. Ailleurs, les contacts entre les deux successions sont interprétés comme étant à l'origine des décrochements qui ont eu un rejet vertical important acquis en partie au cours d'épisodes de compression et d'extension tardives. Voici en bref des considérations d'ordre plus général: 1) l'abondance des roches carbonatées et des quartzites de plate-forme indique que la succession II fait partie d'une série essentiellement de «plate-forme» ou de «miogéosynclinal» qui s'est accumulée sur un socle continental; 2) les indices disponibles indiquent que la succession II est plus jeune que l'orogenèse de 1,0 à 1,1 Ga qui a transformé la succession I en un socle cristallin; 3) l'association spatiale très étroite entre ces deux successions laisse supposer une relation originelle de socle-couverture; 4) la discordance qui sépare le socle cristallin et la succession supracrustale pourrait être devenue une surface de décollement au cours de déformations ultérieures, à cause de la différence dans les propriétés mécaniques des roches qui lui sont sus-jacentes et sous-jacentes.

La succession II se présente en cinq zones distinctes aux directions structurales différentes, soit les zones de Mount Disraeli, d'Empire (du chaînon British Empire), de Kulutingwak (du fjord Kulutingwak), de Cape Alfred Ernest et de Audhild Bay (fig. 9-2). Les roches comprises dans ces zones ont été cartographiées principalement selon leur lithologie, bien que des unités stratigraphiques préliminaires aient été établies dans certaines régions. La stratigraphie de la succession est très difficile à établir vu l'absence de fossiles et la très grande complexité de l'histoire structurale, la plupart des contacts étant faillés. Il est fort probable que plusieurs unités se présentent dans plus d'une zone, mais ce phénomène ne s'observe clairement que dans le cas des diamictites et des grauwackes et mudstones apparentés. Ces sédiments sont comparables aux diamictites du Protérozoïque supérieur («Varangien») trouvées dans le nord de la Cordillère et dans la région de l'Atlantique Nord (voir Hambrey, 1983), et ils sont provisoirement mis en corrélation avec elles. Les sédiments de la Cordillère et de la région atlantique comprennent habituellement deux ensembles de dépôts glaciaires que sépare une unité non glaciaire, mais cette succession n'a pas été établie pour la Pearya. Une unité moins déformée mais également importante a reçu le nom informel d'assemblage de Milne Fiord; sa partie centrale contient des roches volcaniques datées isotopiquement du tout début de l'Ordovicien (503,2 +7,8/-1,7 Ma, Trémadocien ou Arénigien; Trettin et al., 1987). Elle semble être conservée dans une région seulement (fig. 9-4) et se présente probablement au sommet de la succession II.

Ces observations permettent de rapporter provisoirement au moins quelques-unes des roches à quatre unités principales: A) des strates du Protérozoïque supérieur sous-jacentes à des diamictites; B) des diamictites et d'autres roches sédimentaires et volcaniques associées du Protérozoïque supérieur; C) des strates du Protérozoïque supérieur et du Cambrien trouvées entre les diamictites et l'assemblage de Milne Fiord; et D) l'assemblage de Milne Fiord (tout début de l'Ordovicien et (?) Cambrien supérieur).

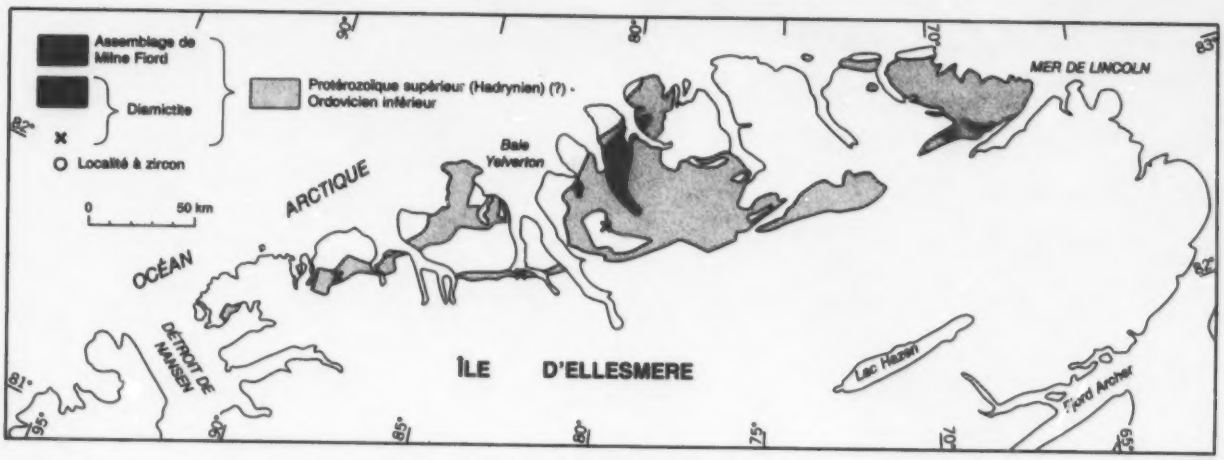


Figure 9-5. Composantes de la succession II.

L'**unité A** comprend 1) du quartzite de grain très fin à très grossier et des interstrates de phyllade qui ont chevauché les diamictites à l'ouest de la baie Yelverton (zone de Cape Alfred Ernest); et 2) du schiste, du phyllade, du quartzite et des roches carbonatées qui semblent reposer sous des diamictites dans la zone de Mount Disraeli.

L'**unité B** se compose principalement de diamictite et de grauwacke et mudstone apparentés, mais comprend aussi des roches carbonatées, du chert et des roches volcaniques. Des affleurements dans la partie sud-est de la zone de Mount Disraeli semblent avoir des centaines de mètres d'épaisseur.

La diamictite a une matrice boueuse abondante dans laquelle sont englobées des fractions plus petites de sable et de cailloux avec ou sans galets et blocs épars (fig. 9-6). Le grauwacke et le mudstone sableux apparenté diffèrent de la diamictite uniquement par l'absence de matériel de la dimension du gravier. Les phénoclastes, de forme discoïde à équidimensionnelle et généralement légèrement arrondis, ne sont pas classés et sont orientés au hasard. Les grains ou phénoclastes des diamictites et des grauwackes représentent des sédiments de bassin (surtout des roches carbonatées, mais aussi des roches clastiques), des sédiments de l'extérieur d'un bassin (du quartz arrondi, des roches métamorphiques, etc.) et des matériaux volcaniques. Les diamictites ont une texture semblable à celle des coulées de débris subaquatiques trouvées, par exemple, dans du flysch, mais l'ensemble de l'unité à diamictites diffère du flysch par sa nature largement massive. Par contre, les roches semblent être comparables aux dépôts glaciogéniques hadryniens déjà mentionnés, bien qu'aucune preuve permettant de conclure à une origine glaciogénique, par exemple la présence d'un socle strié, de phénoclastes striés ou de conglomérat à galets de délestage, n'ait été découverte.

Une coulée volcanique métamorphisée associée à la diamictite de la zone de Mount Disraeli est classée comme un basalte subalcalin à partir des éléments traces stables qu'elle contient (Zr/TiO_2 par rapport à Nb/Y).

L'**unité C** constitue la majeure partie de la succession II mais sa stratigraphie interne est incertaine. Elle se

Figure 9-6. Diamictite de la zone d'Empire; les phénoclastes de couleur pâle sont des roches carbonatées.

compose principalement de roches calcareuses et dolomitiques d'une plate-forme calcaire, de mudstones et de quartzites, avec de plus petites quantités de roches volcaniques felsiques (partiellement alcalines) et mafiques.

L'**unité D**, l'assemblage de Milne Fiord (fig. 9-7), comprend les lithologies suivantes, données en ordre ascendant: 1) 150 à 200 m de marbre calcareux et dolomitique; 2) environ 900 m de phyllade avec des quantités moins importantes de dolomie impure et de calcaire argileux, ainsi que de petites quantités de roches volcaniques, principalement du tuf siliceux; et 3) 540+ m de quartzite surtout massif, de grain très fin à moyen.

ROCHES MÉTAVOLCANIQUES ET MÉTASÉDIMENTAIRES DE L'ORDOVICIEN(?) INFÉRIEUR ET MOYEN (SUCCESSION III, ASSEMBLAGE DE MASKELL INLET)

La succession III, qui constitue la zone de Bromley Island, forme les assises d'une région en forme de L d'affleurements discontinus (fig. 9-2, 9-9). Elle consiste surtout en des roches volcaniques et sédimentaires de l'assemblage de Maskell Inlet. Les roches ultramafiques à granitiques de la Série de Thores, qui est décrite ci-dessous, sont étroitement associées à ces strates. Cette succession est séparée de la succession II (zone d'Empire) par un contact de faille, et des strates sus-jacentes de la succession IV qui datent de la fin de l'Ordovicien moyen (Caradocien précoce, Blackrivérien) par une discordance angulaire. La succession III est provisoirement rapportée à la fin de l'Ordovicien précoce-début de l'Ordovicien moyen à partir de ses relations stratigraphiques et tectoniques.

La stratigraphie et l'épaisseur de l'assemblage de Maskell Inlet demeurent incertaines vu la complexité de sa structure. Le degré de métamorphisme est principalement du faciès à prehnite et à pumpellyite supérieur mais atteint également le faciès des schistes verts et, par endroits, celui des amphibolites à proximité des massifs de M'Clintock East et de M'Clintock West de la Série de Thores (voir ci-dessous). Les sédiments sont composés de calcaire, de chert et de mudstone avec de plus faibles quantités de grès et de dolomie. Le type de calcaire le plus courant est un mudstone calcaire argileux et légèrement sableux, mais il y a aussi de la calcarénite. Les lits de chert, gris clair à foncé et partiellement laminés, contiennent des structures interprétées comme étant des radiolaires et des spicules de spongiaires mal conservés.

Figure 9-7. Divisions 1 (€Om1) et 2 (€Om2) de l'assemblage de Milne Fiord, au nord-est de la partie aval du fjord Ayles. Perspective nord-ouest.

Les tufs sont plus abondants que les coulées dans la série volcanique. Dix des 11 échantillons qui ont été analysés pour déterminer les éléments en traces stables (Zr, Ti, Nb, Y) ont la composition de l'andésite ou de l'andésite/basalte non différenciés; l'un d'entre eux est un basalte subalcalin (fig. 9-8). La nature tufacée et la composition andésitique à basaltique des roches semble indiquer que la plupart d'entre elles proviennent d'un arc insulaire. Cependant, à en juger par le diagramme triangulaire Nb-Zr-Y (Meschede, 1986, fig. 2), les roches mafiques se situent dans les zones du basalte non différencié d'arc volcanique et du basalte normal de dorsale médio-océanique; par conséquent, la présence de roches du fond océanique ne peut être exclue.

ROCHES PLUTONIQUES RELIÉES À LA SUCCESSION III

Complexes ultramafiques et mafiques (Série de Thores)

Les complexes ultramafiques et mafiques de la Série de Thores comprennent les massifs de M'Clintock West, de M'Clintock East, de Thores River, de Bromley Island et d'Ootah Bay (fig. 9-9).

Cadre structural

Le **massif de M'Clintock West** a environ 13 km de longueur et jusqu'à 6,8 km de largeur; à l'est, il est recouvert en non conformité par des sédiments clastiques du Pennsylvanien moyen, tandis qu'à l'ouest, son contact avec les roches métavolcaniques de la succession III est recouvert par les glaces (fig. 9-10). Au nord et au sud, il est bordé par des failles linéaires qui limitent également les roches métavolcaniques adjacentes. La faille méridionale, qui s'incline probablement abruptement vers le nord, est bordée au sud par des métasédiments (faciès des schistes verts) de la zone d'Empire (succession II). La faille septentrionale est bordée au nord par des sédiments de l'Ordovicien supérieur de la succession IV; son pendage est inconnu.

Le **massif de M'Clintock East** a 3,8 km de longueur et 1,2 km de largeur; il chevauche, vers le sud, des roches métavolcaniques et une petite quantité de roches métasédimentaires de l'assemblage de Maskell Inlet lesquelles chevauchent aussi des sédiments de l'Ordovicien supérieur qui reposent probablement en discordance sur la zone d'Empire. Le massif comporte au moins deux nappes de charriage de roches plutoniques qui se trouvent séparées par endroits par de fines couches de métasédiments. Le flanc nord du massif est isolé des sédiments du Carbonifère par une faille à pendage abrupt.

Le **massif de Thores River**, étroit et long de 2,5 km, se trouve à proximité de la marge nord de la zone d'Empire, dont il est séparé par un bloc faillé de strates carbonifères. Au nord, il est chevauché par des schistes de l'assemblage de Maskell Inlet.

Le **massif de Bromley Island** a environ 2 km de longueur et jusqu'à 1 km de largeur et est séparé de l'assemblage voisin de Maskell Inlet par des failles fortement inclinées. Par endroits, les roches plutoniques et les strates de Maskell Inlet reposent en discordance sous des strates

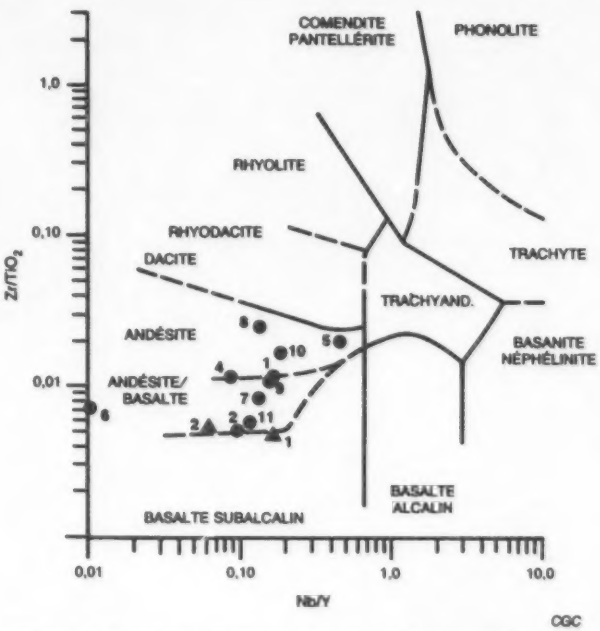


Figure 9-8. Classification, selon les éléments à l'état de traces stables des échantillons analysés de l'assemblage de Maskell Inlet; basée sur Winchester et Floyd, 1977, fig. 6. (Les triangles indiquent les échantillons provenant d'affleurements situés à l'est du massif de M'Clintock East.)

carbonatées presque horizontales du membre B de la Formation de Cape Discovery de la partie supérieure de l'Ordovicien moyen.

Le petit **massif d'Ootah Bay**, qui mesure environ 1 km de longueur et jusqu'à 170 m de largeur, se présente dans une région structuralement complexe où un contact de faille le sépare des Formations de Cape Discovery, de M'Clintock et de Taconite River de l'Ordovicien moyen et supérieur.

Lithologie

La Série de Thores est constituée principalement d'une association ultramafique et mafique qui a été recoupée dans certains massifs par une association de roches mafiques à principalement felsiques (tableau 9-1). Dans le **massif de M'Clintock West**, la première association se compose surtout de serpentinite avec des manifestations locales de gabbro, de werhlite et de clinopyroxénite (Frisch, 1974). L'association mafique et felsique forme surtout des couches stratiformes ou des groupes de couches stratiformes pouvant atteindre jusqu'à 10 m d'épaisseur et plusieurs centaines de mètres de longueur. Elle est constituée de diorite à hornblende et à clinopyroxène; de diorite à hornblende, en partie pegmatitique avec de grands cristaux de hornblende; de monzodiorite; de monzodiorite quartzique; de tonalite leucocrate (trondhjémite); et de granodiorite.

Dans le **massif de M'Clintock East**, l'association ultramafique-mafique est constituée de cumulats lités composés soit de clinopyroxénite monominérale, soit de mélanges divers de clinopyroxène et de hornblende avec

parfois une petite quantité de plagioclase et de rares olivines et biotites phlogopitiques; ces roches sont des werhlites, des clinopyroxénites à olivine, des clinopyroxénites à hornblende, des hornblendites à clinopyroxène, des hornblendites à plagioclase et à clinopyroxène, des gabbros ou des gabbros à hornblende. La série mafique-felsique est représentée par de minces nappes de roches leucocrates, y compris la leucomonzodiorite, qui sont séparées par de la serpentinite.

Dans le **massif de Thores River**, la série ultramafique-mafique comprend de la clinopyroxénite, et la série mafique-felsique, de la diorite à hornblende pegmatitique ainsi que de la monzodiorite et de la diorite quartzique cisaillées et altérées.

Le **massif de Bromley Island** comprend du gabbro et de la serpentinite avec des restes de clinopyroxène et de biotite phlogopitique. Le **massif d'Ootah Bay** se compose de werhlite plus ou moins serpentinisée.

Origine

La Série de Thores diffère considérablement des intrusions mafiques litées (telles que les intrusions de Bushveld, de Skaergaard ou de Stillwater) par l'absence générale d'orthopyroxène et la proportion élevée de roches ultramafiques dans le massif de M'Clintock West; toutefois, elle partage des caractéristiques importantes avec les ophiolites et les intrusions de type alaskien, c'est-à-dire des plutons associés à des arcs ensimiques.

Le complexe ophiolitique classique comprend cinq unités principales (Coleman, 1977). L'unité inférieure, une péridotite (tectonite), pourrait être présente dans le massif de M'Clintock West mais n'y a pas été reconnue à cause de la serpentinisation envahissante, une caractéristique commune des anciennes ophiolites et de leurs équivalents dans les océans contemporains. Les deuxième et troisième unités sont des complexes à cumulats et des roches leucocrates connexes (ou plagiogranite); elles sont bien représentées malgré l'absence d'orthopyroxène et la présence de petites quantités de feldspath potassique. L'absence des deux unités supérieures du complexe ophiolitique classique, soit des dykes stratifiés et des basaltes en coussins, peut être attribuée à la formation de failles ou être une caractéristique originelle, comme c'est le cas dans certaines parties de la région méditerranéenne où des sédiments reposent directement sur de la serpentinite et du gabbro (Lemoine et al., 1987).

La Série de Thores partage d'autres propriétés importantes avec les intrusions de type alaskien, soit l'absence (apparente) d'orthopyroxène et la présence fréquente de hornblende dans divers types de roches, y compris la diorite à hornblende pegmatitique; il existe aussi des différences importantes, notamment l'absence de zonation concentrique et la présence de différenciats felsiques.

Outre leurs caractéristiques lithologiques, une des caractéristiques les plus remarquables des ophiolites est leur façon de se présenter généralement sous forme de nappes de charriage associées à des zones de suture. Ce concept s'applique à la Série de M'Clintock Inlet (voir ci-dessous) lorsqu'on tient compte de son cadre stratigraphique et structural et de ses relations régionales plus générales (voir ci-dessous).

Âge

La datation U-Pb de zircons provenant d'une intrusion felsique dans le massif de M'Clintock West (fig. 9-10) donne un âge apparent de 481 +7/-6 Ma (Trettin et al., 1982), soit arénigien selon toutes les échelles chronostratigraphiques récentes (par ex., Harland et al., 1982; McKerrow et al., 1985; Odin, 1985). Cet âge concorde avec l'observation que le massif vraisemblablement cogénétique de Bromley Island est recouvert en discordance par la Formation de Cape Discovery qui date de la fin de l'Ordovicien moyen (Caradocien précoce).

Intrusion granitique (pluton de Markham Fiord)

Un contact de faille sépare ce pluton de 16 km de longueur et de 2,5 km de largeur des strates du Protérozoïque supérieur ou du Cambrien de la zone de Mount Disraeli, des roches ordoviciennes de la succession IV, et des sédiments du Paléozoïque supérieur (fig. 9-9). Par suite de la formation de failles, les roches sont habituellement fragmentées et altérées. Le pluton se compose de roches felsiques à grain fin et surtout à grain moyen, principalement de la granodiorite, de la monzodiorite quartzique et de la diorite quartzique; il comprend également de petites quantités de roches intermédiaires et mafiques, notamment du gabbro à grain fin. Les silicates mafiques d'origine sont surtout du hornblende et de la biotite, cette dernière étant souvent altérée en chlorite; toutefois, on trouve aussi de petites quantités de clinopyroxène. Les analyses chimiques de trois échantillons relativement non altérés donnent des compositions métalumineuses.

Les datations U-Pb de zircons ont donné un âge (interception supérieure) légèrement discordant de 462 ± 11 Ma, soit du Llandeilien (Harland et al., 1982; Palmer, 1983) ou du Llanvirnien (McKerrow et al., 1985; Odin, 1985). La composition chimique et minéralogique du pluton ainsi que l'absence de zircon précambrien hérité, laisse supposer une intrusion de «type I», dérivée des roches ignées du manteau.

OROGENÈSE DE M'CLINTOCK

Relations stratigraphiques et structurales

Les relations entre les successions II, III et IV, indiquent qu'il y a eu orogenèse accompagnée de métamorphisme. Cet événement a dû toucher l'ensemble de la Pearya, mais les seuls indices définitifs sont trouvés à proximité de l'inlet M'Clintock. Ces indices consistent surtout en une discordance angulaire trouvée à la base de la succession IV et exposée à plusieurs endroits près de l'inlet. Sous la discordance on note la présence de strates de la zone d'Empire (succession II) à l'ouest et au sud (fig. 9-11, 9-12), et des strates de la succession III (assemblage de Maskell Inlet) ainsi que des roches ultramafiques et mafiques (massif de Bromley Island) à l'est et au nord. Les strates les plus anciennes trouvées au-dessus de la discordance datent du début du Caradocien (Blackrivérien) (voir ci-dessous), tandis que les roches les plus jeunes trouvées au-dessous pourraient remonter à la fin de l'Ordovicien précoce (massif de Bromley Island) ou un peu plus récemment (âge présumé de l'assemblage de Maskell Inlet).

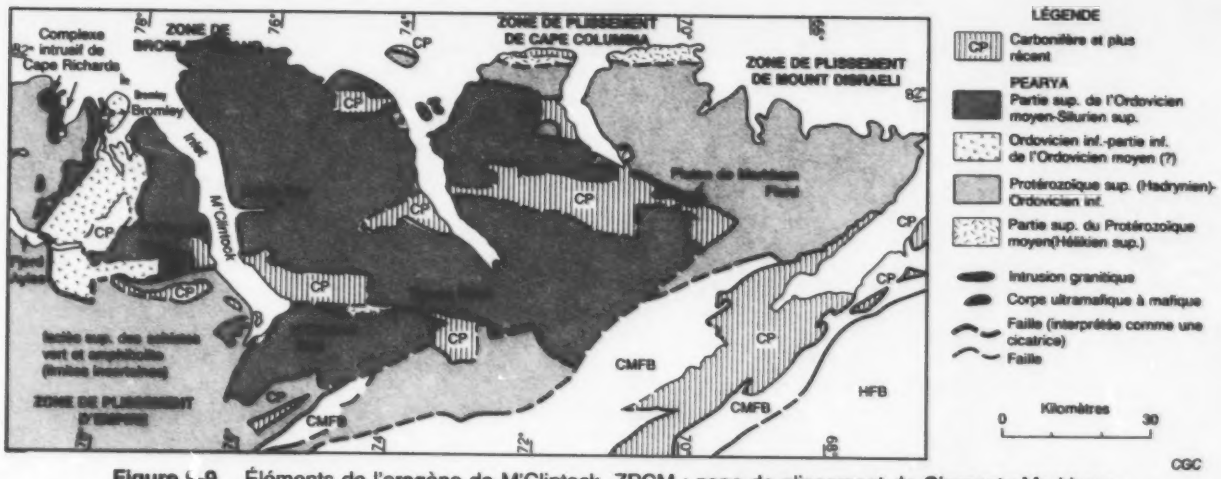


Figure 9-9. Éléments de l'orogène de M'Clintock. ZPCM : zone de plissement de Clements Markham; ZPH: zone de plissement de Hazen.

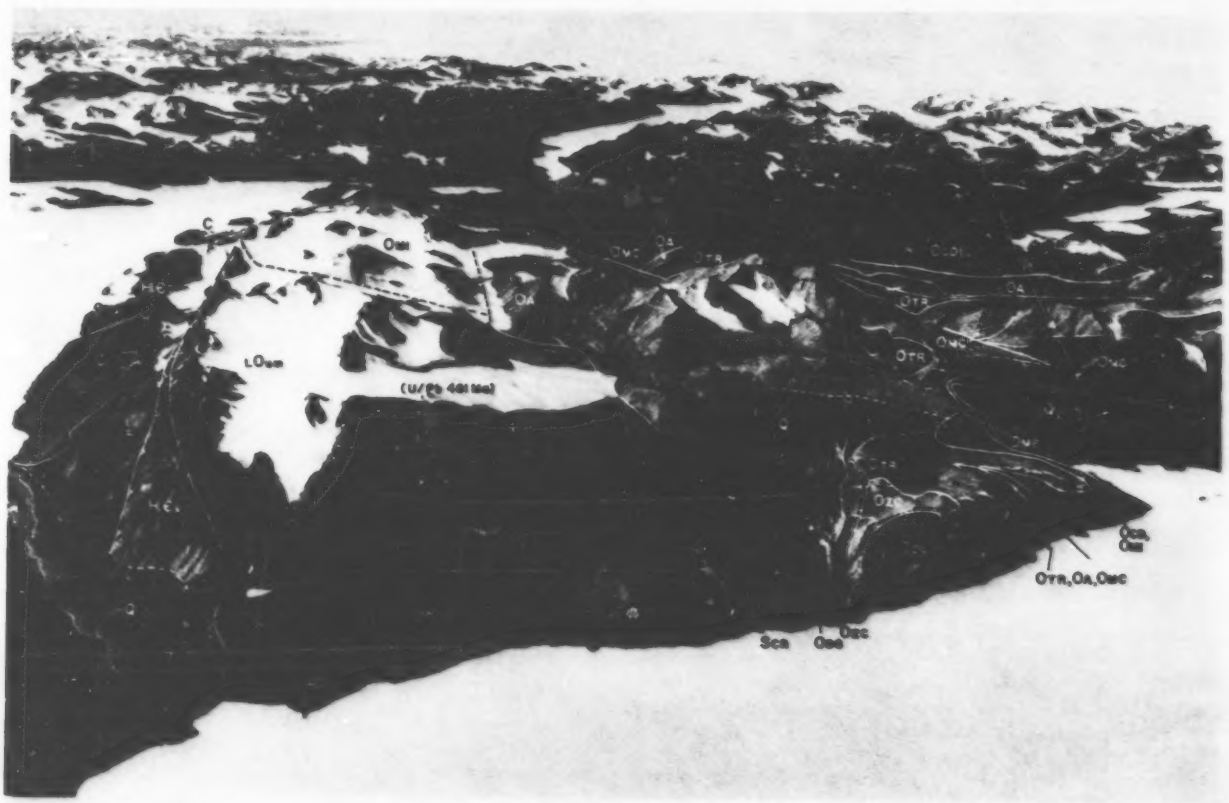


Figure 9-10. Environnement du massif de M'Clintock West (LOum); perspective nord-ouest (photo aérienne oblique T404R-15). Ce massif a une composition principalement ultramafique mais est associé à des différenciats felsiques (g). À gauche (au sud), le massif est en contact de faille avec des marbres (uP€c) et des schistes (uP€s) du Protérozoïque supérieur-Cambrien et à droite (au nord), avec des formations de l'Ordovicien moyen au Silurien (OMI = assemblage de Maskell Inlet; OCD = Formation de Cape Discovery; OCD1 = Formation de Cape Discovery, membre A; OA = Formation d'Ayles; OMC = Formation de M'Clintock; OTR = Formation de Taconite River; OZC = Formation de Zebra Cliffs; ODG = lits de Disraeli Glacier; SC = Formation de Cranstone). Le contact ouest avec l'assemblage de Maskell Inlet (OMI) est recouvert par un glacier. Les roches du Protérozoïque supérieur ou du Cambrien au Silurien sont toutes recouvertes en contact discordant avec des roches sédimentaires sus-jacentes du Carbonifère supérieur (C) et du Quaternaire (Q).

Tableau 9-1. Lithologies de la Série de Thores.

ROCK TYPES \ OCCURRENCES	M'CLINTOCK WEST	M'CLINTOCK EAST	THORES RIVER	BROMLEY ISLAND	OOTAH BAY
Serpentinite	X	X		X	X
Wehrlite	X	X		X	X
Olivine clinopyroxenite		X			
Clinopyroxenite	X	X	X		
Hornblende clinopyroxenite		X			
Clinopyroxene hornblendite		X			
Plagioclase-clinopyroxene hornblendite		X			
Gabbro	X	X		X	
Hornblende gabbro		X			
Clinopyroxene-hornblende diorite	X		X		
Hornblende diorite	X				
Monzodiorite	X	X	X		
Quartz monzodiorite	X				
Tonalite (leucocratic = trondjhemite)	X				
Granodiorite	X				

GSC

Les effets structuraux de cet événement sont difficiles à distinguer de ceux des déformations ultérieures, mais des plis et failles complexes sont apparents sous la discordance à plusieurs endroits (par ex., fig. 9-11). La structure reconnue la plus importante est une faille majeure entre les zones de Bromley Island et d'Empire. Cette faille pourrait être une suture, car elle met en contact une série de type arc insulaire et des roches ultramafiques d'une part et une série miogéosynclinale d'autre part (voir la section intitulée Interprétation tectonique). Vue en plan, la faille accuse actuellement une forme en L, avec un bras orienté vers le nord et un autre vers l'est. Les strates des zones de Bromley Island et d'Empire lui sont parallèles, mais cette configuration résulte probablement d'une flexure horizontale au Silurien supérieur (chapitre 12B); à l'origine, son contour a dû être droit ou légèrement arqué vers l'ouest (par rapport aux directions géographiques actuelles). L'attitude originelle de la faille est également incertaine vu les déformations ultérieures qui sont survenues impliquant les strates de l'Ordovicien supérieur. À supposer que des structures de l'Ordovicien moyen aient influencé ces déformations tardives, la faille principale (et la suture présumée) aurait probablement été un chevauchement à direction sud.

Métamorphisme

Puisque la succession IV n'est presque pas métamorphisée, le métamorphisme des successions III et II doit être le produit d'un événement plus ancien; il s'agit probablement de l'orogenèse de M'Clintock. La datation K-Ar de muscovites provenant d'un schiste de la zone d'Empire, à l'ouest de l'extrémité amont de l'inlet M'Clintock (fig. 9-11), donne un âge de 452 ± 8 Ma (Stevens et al., 1982), chiffre qui est interprété comme étant un âge de refroidissement relié à cet événement.

Dans cette région, le métamorphisme des zones d'Empire et de Bromley Island est de type Barrow; les roches passent du sommet du faciès à prehnite et à pumpellyite au faciès des amphibolites. Le faciès des schistes verts et le sommet du faciès à prehnite et à pumpellyite est reconnu dans les roches volcaniques de l'assemblage de Maskell Inlet qui contiennent des restes de clinopyroxène ainsi que de l'albite, de la chlorite, etc. Le faciès des schistes verts, caractérisé par la présence d'albite, de chlorite, de muscovite ou de biotite, ou les deux, et, par endroits, de chloritoïde, est très répandu dans la zone d'Empire et aussi dans les strates de l'assemblage de Maskell Inlet qui sont associées aux massifs ultramafiques de M'Clintock West et de M'Clintock East. Le faciès des amphibolites, caractérisé par la présence de hornblende, de staurolite, de kyanite, de grenat et rarement, de sillimanite, est largement présent dans les pélites de la zone d'Empire au sud-est et au sud-ouest de l'inlet M'Clintock. On le retrouve également à quelques endroits dans les roches métavolcaniques de la zone de Bromley Island (succession III) qui sont associées au massif ultramafique de M'Clintock West, et dans du schiste grenatifère associé au massif de M'Clintock East.

Intrusions granitiques

À l'exception peut-être du pluton de Markham Fiord analysé ci-dessus, il n'y a aucune preuve radiométrique d'un plutonisme granitique syntectonique associé à l'orogenèse de M'Clintock. Cependant, des indices sur le terrain semblent indiquer qu'un petit massif granitique syntectonique au nord de l'extrémité amont du fjord Ayles aurait pu être injecté au cours de cet événement, et si tel est le cas, d'autres masses intrusives seraient probablement présentes. L'intrusion est un feuillet structuralement concordant de granodiorite à grain moyen qui se trouve dans la zone axiale d'un petit pli couché formé dans du schiste pélitique métamorphisé au faciès des amphibolites. En lame mince, la granodiorite présente des plis sigmoïdaux vraisemblablement formés durant la cristallisation.

Le complexe intrusif de Cape Richards (Frisch, 1974) est composé de monzonite quartzique, de granodiorite et de syénite à affinité alcaline et date également du début de l'Ordovicien moyen (Llandeilien) selon une datation par la méthode U-Pb (463 ± 5 Ma; Trettin et al., 1987). Son état non métamorphisé et sa composition légèrement alcaline, de même que la forme circulaire des ces deux zones d'affleurements, semble indiquer qu'il s'agit d'une intrusion post-tectonique mise en place au cours d'une phase de distension.

ROCHES SÉDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES DE L'ORDOVICIEN MOYEN AU SILURIEN SUPÉRIEUR (SUCCESSION IV)

La succession IV est identique au Supergroupe de Challenger Mountains; elle représente un épieugéosynclinal qui s'est formé sur l'orogène de l'Ordovicien moyen et recouvre la zone de Bromley Island et les parties marginales des zones d'Empire et de (?)Mount Disraeli (fig. 9-2, 9-9), bien que les contacts avec cette dernière soient faillés ou masqués. La succession a plus de 7 km d'épaisseur et se compose de strates sédimentaires et volcaniques appartenant à quatre unités principales, la première et la deuxième (groupes d'Egingwah Bay et de Harley Ridge) étant séparées par une discordance (fig. 9-14).

Figure 9-11. Affleurements situés à l'ouest du fond de l'inlet M'Clintock. Les formations de Taconite River (OTR) et de Zebra Cliffs (OZC) de l'Ordovicien supérieur reposent en discordance angulaire sur des marbres (uP€c) et des schistes (uP€s) à plis complexes du Protérozoïque supérieur-Cambrien.

ROCHES CARBONATÉES, CLASTIQUES ET VOLCANIQUES DE L'ORDOVICIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

Le Groupe d'Egingwah Bay, qui est limité par des discordances à sa base et à son sommet, comprend une unité inférieure de sédiments carbonatés et clastiques et une petite quantité de roches volcaniques (Formation de Cape Discovery), une unité intermédiaire, principalement volcanique (Formation de M'Clintock) et une unité supérieure de sédiments carbonatés (Formation d'Ayles).

Unité sédimento-volcanique

La Formation de Cape Discovery (environ 1km d'épaisseur) a été divisée en quatre membres. Le **membre A** recouvre en discordance les zones de Bromley Island et d'Empire. Son épaisseur varie de quelques mètres à plus de 144 m, et il peut être divisé en trois unités génétiques. L'unité inférieure, probablement d'origine non marine, comprend du conglomérat massif à granoclassement normal dont les constituants vont de la dimension des blocs à celui des cailloux (fig. 9-13a) et du grès. Elle est dérivée principalement de la zone d'Empire (phyllade), de l'assemblage de Maskell Inlet (chert, roches volcaniques siliceuses) et, dans une plus petite mesure, de la Série de Thores (clastes ultramafiques et mafiques; traces de chromite fig. 9-13c). L'unité intermédiaire comprend des grès calcareux et dolomitiques d'origine épicontinentale qui contiennent des fossiles benthiques, notamment *Gonioceras* sp. du début du Caradocien (Blackrivérien). L'unité supérieure est caractérisée par des coulées et des tufs basiques à siliceux, partiellement alcalins, qui témoignent probablement de l'existence d'un régime de distension.

Le **membre B** se compose de 107 m ou plus de sédiments carbonatés de plate-forme continentale (dolomie, wackestone à bioclastes, packstone à boulettes, grainstone oncolitique, etc.) avec de petites quantités de grès calcaire et de mudstone. Les macrofossiles et les conodontes datent du Caradocien tardif.

Le **membre C**, de 307 m d'épaisseur, est constitué de calcaire laminé de texture argileuse à sableuse et de conglomérat intraformationnel à cailloux plats. Cette unité non fossilifère, à couleur d'altération rouge, a été mise en place dans un milieu marin très peu profond ou péritidal.

Le **membre D** a une épaisseur de 468 m et se compose surtout de grès rougeâtre dérivé de roches volcaniques siliceuses contemporaines(?); sa partie inférieure comprend aussi de petites quantités de dolomie et de rhyodacite et dacite.

Unité volcanique

La Formation de M'Clintock, qui est séparée de la formation sous-jacente de Cape Discovery par un contact abrupt mais concordant, a 1,4 km ou plus et possiblement 3 km d'épaisseur. Elle est constituée surtout de coulées et de tufs volcaniques avec de petites quantités de calcaire et de sédiments clastiques dérivés de roches volcaniques. La plupart des échantillons analysés (fig. 9-15) se situent dans la zone de composition entre l'andésite et le basalte

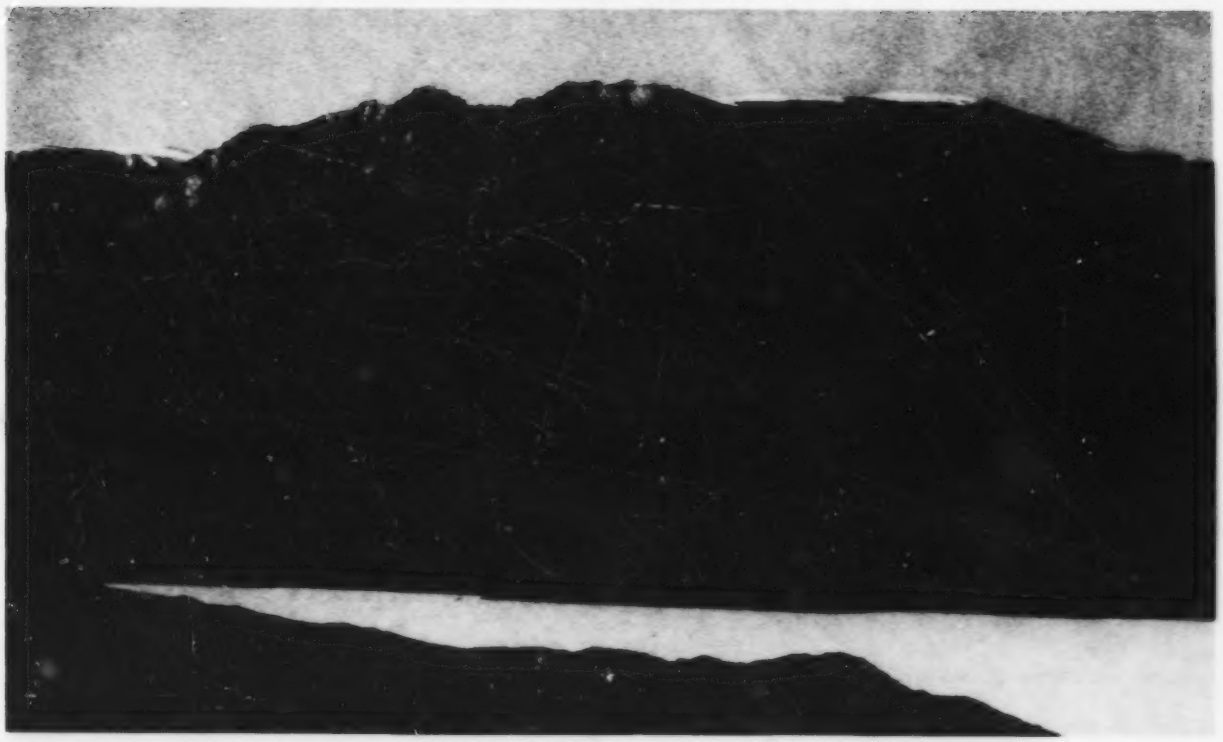


Figure 9-12. Affleurements situés à l'est du fond de l'inlet M'Clintock. Des marbres (uP€c) et des schistes (uP€s) du Protérozoïque supérieur-Cambrien sont recouverts en discordance angulaire par la Formation de Zebra Cliffs (Ozc) de l'Ordovicien supérieur, laquelle est séparée des strates sus-jacentes de la Formation de Lorimer Ridge (OLR) de l'Ordovicien supérieur par une discordance légèrement angulaire.

subalcalin, mais on trouve également des roches siliceuses (rhyolite, dacite) et du basalte alcalin. À l'exception du basalte alcalin, les roches témoignent d'un milieu d'arc volcanique. De la calcilutite située environ 85 m sous le sommet de la formation a donné le fossile *Paléofavosites?* sp. de l'Ordovicien tardif.

Unité carbonatée

La Formation d'Ayles, qui recouvre en concordance la Formation de M'Clintock, a une épaisseur minimale d'environ 600 m. Elle se compose de dolomie, de dolomie calcareuse et de calcaire dolomitique et principalement de calcilutite. De rares fossiles, surtout des coraux, datent de l'Ordovicien tardif, probablement de la fin de l'Ashgillien (Richmondien).

Sédiments clastiques et carbonatés de l'Ordovicien supérieur

Le Groupe de Harley Ridge de l'Ordovicien supérieur (Ashgillien supérieur, Richmondien) se compose de sédiments clastiques et carbonatés étroitement associés; les sédiments clastiques prédominent dans les parties inférieure et supérieure de la séquence (formations de Taconite River et de Lorimer Ridge) et les sédiments carbonatés, dans la partie centrale (Formation de Zebra Cliffs).

La base du groupe est discordante. Dans l'extrémité sud du bassin de Challenger, c'est-à-dire au sud des affleurements ultramafiques (massifs de M'Clintock West, de M'Clintock East et de Thores River), le Groupe de Harley Ridge repose sur des roches métamorphiques de la zone d'Empire; si le Groupe d'Egingwah s'était accumulé à cet endroit, il aurait été érodé avant la sédimentation du Groupe de Harley Ridge. La zone d'Empire est recouverte par la mince Formation de Taconite River à l'ouest de l'inlet de M'Clintock (fig. 9-11), et par la Formation de Zebra Cliffs (fig. 9-12) à l'est de l'inlet; cette relation laisse supposer qu'il y a eu empiètement sur une hauteur paléotopographique. Dans le reste du bassin, la Formation de Taconite River repose en disconformité sur différentes parties du Groupe d'Egingwah (formations d'Ayles ou de M'Clintock).

Unité inférieure principalement clastique

La Formation de Taconite River atteint une épaisseur de plus de 600 m. Elle se divise en trois faciès: 1) un faciès subordonné non marin de conglomérat à blocs et à cailloux et de grès qui se trouve principalement à la base de la formation mais aussi dans la partie supérieure; 2) un faciès principalement épicontinental composé de grès bigarré et de mudstone; et 3) un faciès épicontinental subordonné de mudstone calcaire impur, habituellement

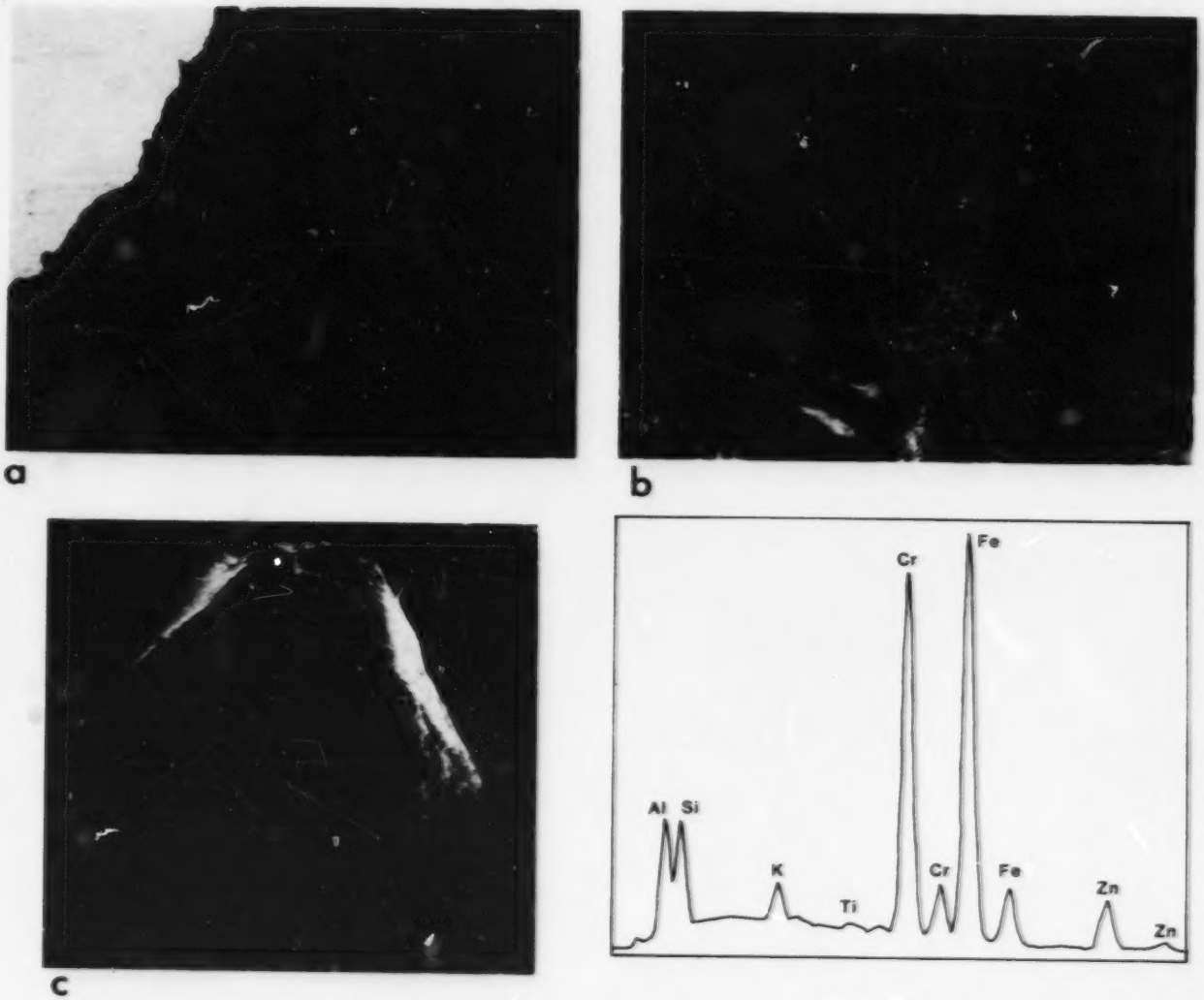


Figure 9-13. Roches sédimentaires basales de la succession IV. a) Conglomérat basal de la Formation de Cape Discovery sur une péninsule innommée à l'est de l'île Bromley. b) Conglomérat basal de la Formation de Taconite River, à l'ouest du fond de l'inlet M'Clintock. c) Vue au microscope électronique à balayage et analyse spectrale semi-quantitative de la chromite provenant de la partie inférieure de la Formation de Cape Discovery.

fossilifère, et de wackestone à bioclastes. À l'extrémité amont de l'inlet M'Clintock, le conglomérat basal est constitué principalement de marbre provenant de la zone sous-jacente d'Empire (fig. 9-13b). Les grès se composent surtout de fragments de quartz et de calcaire avec de petites quantités de feldspath, de schiste, de muscovite, de biotite, de chlorite, d'opaques et de fragments sporadiques de roches volcaniques.

Unité intermédiaire principalement carbonatée

La Formation de Zebra Cliffs est constituée d'environ 300 à 600 m de roches carbonatées et d'une petite quantité de sédiments silicoclastiques. Elle est caractérisée par des successions épaisses de calcaire finement stratifié avec une petite quantité d'intercalations de mudstone et de dolomie; des calcaires et dolomies massifs ou en lits épais, dont certains représentent de petits récifs, sont moins abondants. Les types de calcaires prédominants sont du wackestone à bioclastes et de la calcilutite mis en place dans la zone infratidale calme d'une plate-forme continentale, mais il existe également du grainstone à oncolithes et à bioclastes qui témoigne de l'existence de milieux à haute énergie. Les roches carbonatées contiennent une faune benthique riche et variée de l'Ordovicien tardif (Ashgillien tardif, Richmondien) à prédominance de coraux mais

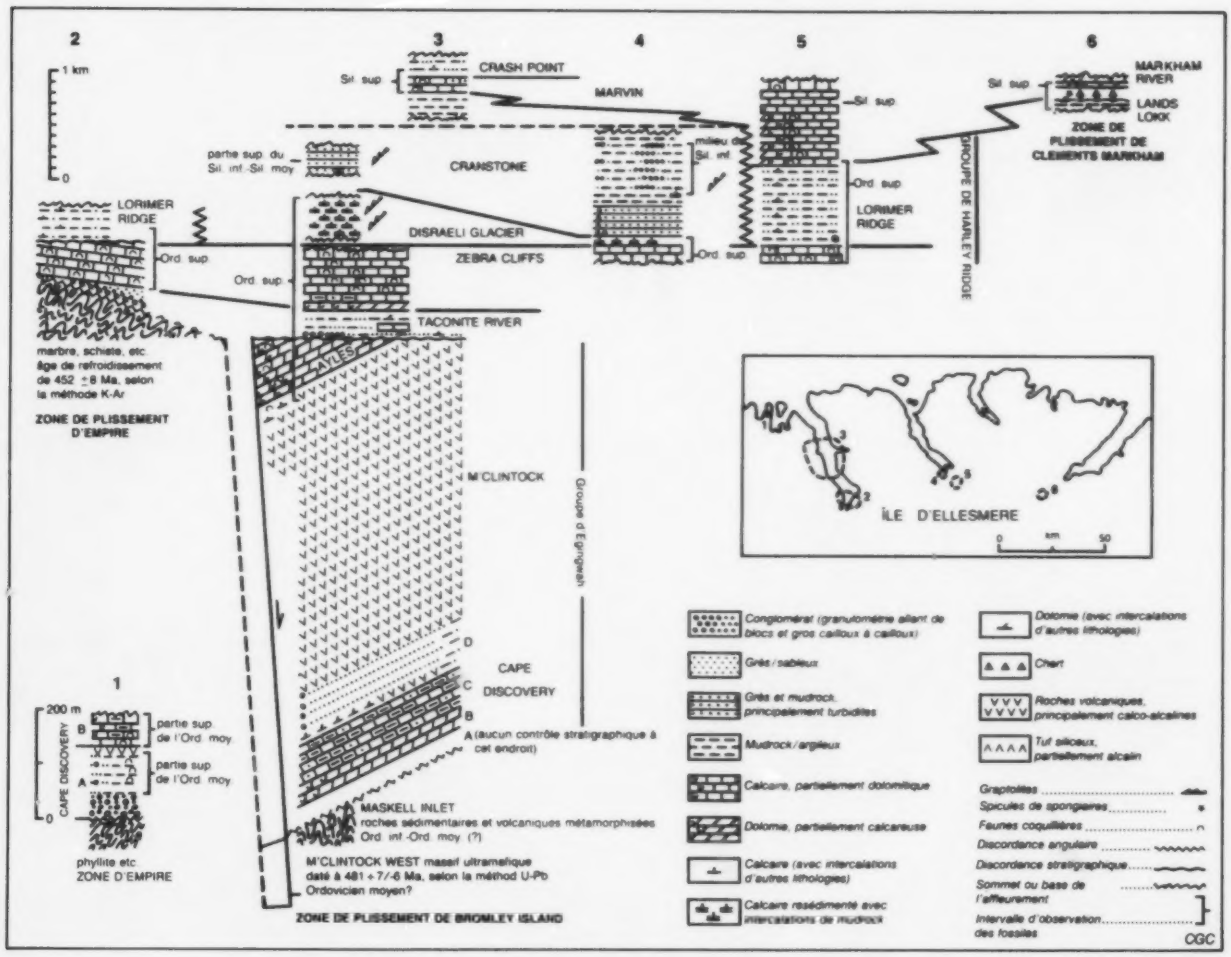


Figure 9-14. Stratigraphie généralisée de la succession IV.

comprenant aussi des brachiopodes, des trilobites, des céphalopodes, des gastéropodes, des bryozoaires, des échinodermes, des ostracodes, des algues dasycladacées et de rares graptolites. Cette faune contient des fossiles caractéristiques communs aux faunes de la Sibérie (*Sibiriolites sibiricus* Sokolov), du Groenland septentrional (*Troedssonites conspiratus* [Troedsson]), et de la Plateforme de l'Arctique (*Armenoceras michaudae* Bolton, *Palaeophyllum raduguini* Nelson var.).

Des unités de sédiments silicoclastiques bigarrés pouvant atteindre environ 40 m d'épaisseur, se manifestent par endroits dans les parties inférieure et intermédiaire de la formation. Elles se composent principalement de mudstone et de grès dont la taille des grains varie de très fine à fine, mais contiennent aussi du grès plus grossier et du conglomérat à cailloux à un endroit. La bioturbation, la présence de rares fossiles et l'association étroite avec des calcaires fossilifères indiquent une origine épicontinentale.

Unité supérieure principalement clastique

Sur la crête Harley, au sud-est de l'extrémité amont de l'inlet M'Clintock (fig. 9-12) la Formation de Lorimer Ridge est séparée de la formation sous-jacente de Zebra Cliffs par une discordance à faible pendage; ailleurs, le contact est probablement concordant. La formation a 280 à 770 m d'épaisseur et se compose principalement de mudstone et de grès avec de petites quantités de calcaire et de rares conglomérats à cailloux. Des couches grises et vertes alternent avec des couches rouges, ces dernières étant visibles dans les affleurements à l'est.

Les mudstones et grès sont composés principalement de quartz avec des proportions moindres de minéraux carbonatés (calcite, petite quantité de dolomite), de feldspath, de mica et de chlorite. Les unités de calcaire ont habituellement de un à quelques mètres d'épaisseur et se composent de calcilutite sableuse et argileuse et de

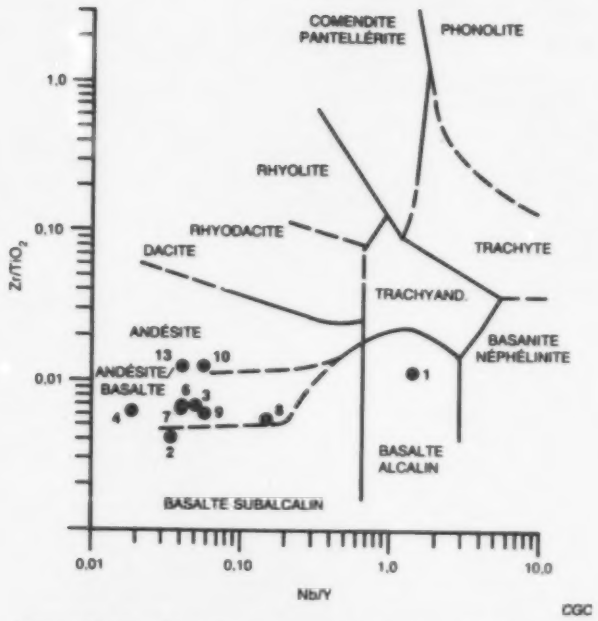


Figure 9-15. Classification des échantillons de la Formation de M'Clintock, selon les éléments à l'état de traces stables (basée de Winchester et Floyd, 1977, fig. 6.)

wackestone à bioclastes. Elles contiennent des coraux dont *Sibiriolites sibiricus* de l'Ordovicien tardif, des brachiopodes, des gastéropodes, des bryozoaires, des stromatoporoïdés, des échinodermes et des ostracodes. La formation a été mise en place dans des milieux marins oxygénés et peu profonds.

Succession d'eau profonde de l'Ordovicien supérieur au Silurien

Des affleurements discontinus de sédiments d'eau profonde de l'Ordovicien supérieur au Silurien moyen forment une bande étroite ayant 103 km de longueur en direction ouest et pouvant atteindre par endroits jusqu'à 8 km de largeur (fig. 9-16). La succession d'eau profonde recouvre la Formation de Zebra Cliffs et comprend une unité de matériaux carbonatés et argileux resédimentés de l'Ordovicien supérieur (lits de Disraeli Glacier) qui peuvent probablement être corrélés à la Formation de Lorimer Ridge, et une unité de flysch (Formation de Cranstone) du Silurien (Llandovérien-Wenlockien) qui est corrélative des parties inférieures de la Formation de Marvin; le sommet de la Formation de Cranstone n'a pas été conservé. La répartition actuelle de ces unités semble indiquer que la zone d'eau profonde était flanquée de plates-formes continentales au nord et au sud (fig. 9-16), mais la configuration originelle est difficile à reconstituer vu la rareté des affleurements et l'incertitude quant à la structure. Les deux unités d'eau profonde se divisent en un faciès oriental relativement grossier et un faciès occidental relativement fin.

Unité à roches carbonatées et à mudstones

Le faciès oriental des lits de Disraeli Glacier a été reconnu uniquement au sud-ouest du fjord Disraeli où il atteint 56 m d'épaisseur et a donné des conodontes de l'Ordovicien tardif. Il se compose principalement de wackestone calcaire laminé et de calcilutite argileuse, les deux contenant des spongiaires calcaires, mais comporte aussi un lit de packstone calcaire qui représente vraisemblablement un glissement sous-marin. Le faciès occidental a une épaisseur minimale de 400 m et comprend du mudstone calcareux et dolomitique et de la calcilutite argileuse interstratifiés qui contiennent des graptolites appartenant aux zones à *Dicellograptus complanatus ornatus* ou à *Pacificograptus pacificus* de l'Ordovicien tardif.

Unité à conglomérat, à grès et à mudstone

Le résumé suivant du **faciès oriental** de la Formation de Cranstone est fondé sur des affleurements à l'ouest de la partie inférieure du glacier Disraeli où la formation est séparée des lits sous-jacents de Disraeli Glacier par un contact abrupt mais probablement concordant; une zone de 27 km de longueur dans les champs de glace à l'est du fjord Disraeli n'est connue que par de brefs atterrissages en hélicoptère. La formation a environ 1 km d'épaisseur et se compose d'unités alternantes de mudstones, de conglomérats, de grès et de très petites quantités de roches carbonatées resédimentées.

Les unités conglomératiques ont 0,01 à 20 m d'épaisseur et contiennent surtout des cailloux, mais aussi des galets et des blocs pouvant avoir un diamètre de 40 cm. Dans certaines unités, les phénoclastes sont englobés dans une matrice boueuse ou sableuse; d'autres unités ont des éléments jointifs. La plupart des unités forment des couches épaisses ou massives qui sont limitées par des surfaces planes et ne présentent aucune structure interne; toutefois, elles contiennent aussi des lits granoclassés, des couches obliques concaves déposées à l'aval du courant et des masses lenticulaires. Les cailloux se composent de chert, de quartz filonien, de métaquartzite, de roches volcaniques hypabyssales et granitiques, de calcaire, de dolomie, de grès calcareux et de siltstone dolomitique. Les galets et les blocs sont composés surtout de calcaire et de dolomie; certains contiennent des coraux favosites de l'Ordovicien supérieur ou du Silurien.

Les grès peuvent être divisés en lits non structurés, en séquences de Bouma, et en unités lenticulaires à stratification horizontale et à stratification oblique associées à des conglomérats. Les séquences de Bouma trouvées dans la partie inférieure de la formation comportent surtout les divisions A + B (fig. 9-17a, 9-17b). Les grès se composent de quartz (40 %), de feldspath (13 %, surtout du plagioclase sodique), de roches carbonatées (12 %, calcaire, dolomie, fragments de fossiles), de chert (10 %), de fragments de roches métamorphiques (10 %, phyllade, schiste), de quartzite (8 %), de fragments de roches volcaniques et hypabyssales de composition principalement siliceuse (4 %), de chlorite (1 %) et de traces de muscovite, de biotite, de mudstone et de roches granitoïdes. Ces données révèlent que le faciès oriental de la Formation de Cranstone est beaucoup plus riche en débris siliceux et plus pauvre en débris de roches carbonatées que les turbidites corrélatives de la zone de plissement adjacente de Clements Markham (chapitre 8C, Formation d'Imina).

Les mudstones ont une couleur gris foncé moyen sur les surfaces non altérées et sont habituellement laminés, calcareux et dolomitiques. Ils se présentent en unités importantes discrètes pouvant avoir des dizaines de mètres ou plus d'épaisseur, qui contiennent des graptolites épars et de très rares spongiaires; ils forment aussi des lamines ou des lits minces associés à des grès et des conglomérats.

La présence de graptolites et de séquences de Bouma indique que la formation s'est accumulée en eau profonde. Les relations entre les faciès semblent indiquer qu'elle a été mise en place dans deux chenaux sous-marins différents (fig. 9-16). Les sédiments silicoclastiques et une partie des sédiments carbonatés sont dérivés de sources terrestres situées peut-être au nord-est, mais d'autres matériaux carbonatés, particulièrement les gros phénoclastes fossilifères, proviennent probablement de strates marines bordières de la Formation de Marvin.

Des graptolites trouvés à partir d'environ 400 m et de 820 à 860 m au-dessus de la base de la formation datent du Llandovérien moyen. Les quelque 100 m inférieurs pourraient remonter au début du Llandovérien et à la (?)toute fin de l'Ordovicien.

Le **faciès occidental** est séparé des lits sous-jacents de Disraeli Glacier par un contact abrupt et probablement faillé. Il se compose principalement de grès et de mudstone interstratifiés avec de très petites quantités de conglomérat à cailloux sableux et atteint une épaisseur minimale d'environ 230 m. Les grès et les mudstones se manifestent fréquemment sous la forme de séquences de Bouma. Les grès, de grain très fin à très grossier et communément à grain moyen, sont composés surtout de quartz avec des proportions variables de roches carbonatées, de feldspath et de fragments de roches volcaniques, de petites quantités de muscovite, de chlorite, de biotite et de fragments de roches métamorphiques, et de très rares fragments de fossiles. Un conglomérat trouvé dans la partie la plus basse de la formation contient des cailloux de calcaire, des fragments de fossiles et du chert. Ces strates représentent probablement un faciès plus distal, peut-être un cône sous-marin qui a reçu de petites quantités de matériel squelettique en provenance d'une plate-forme continentale adjacente. On a trouvé dans des lits dans les quelque 100 m inférieurs un graptolite datant de la fin du Llandovérien ou du Wenlockien (*Monograptus* aff. *M. priodon*).

Sédiments carbonatés et clastiques de la toute fin de l'Ordovicien au Silurien supérieur

La quatrième unité principale de la succession IV se compose surtout de sédiments carbonatés et d'un peu de sédiments clastiques de la Formation de Marvin; une unité sus-jacente principalement clastique (lits de Crash Point) n'est conservée qu'à un seul endroit.

Unité inférieure principalement carbonatée

Aux environs du fjord Disraeli, la Formation de Marvin qui recouvre la Formation de Lorimer Ridge a une épaisseur préservée d'environ 750 m (son sommet est érodé). Elle s'échelonne de la toute fin de l'Ordovicien jusqu'au Silurien tardif (Ludlowien). À l'est de l'inlet M'Clintock, une lentille de la partie supérieure de la formation repose stratigraphiquement entre une unité de mudstone innommée et les lits de Crash Point. La Formation de Marvin est constituée principalement de calcaire (wackestone, packstone, grainstone) qui a été largement remplacé par de la dolomie à certains endroits; elle comprend également de petites quantités de grès calcareux à l'est de l'inlet M'Clintock. Les milieux de sédimentation présumés varient d'une plate-forme continentale infratidale profonde à des milieux intertidaux présentant une large gamme de conditions énergétiques. L'intervalle d'âges de cette formation est fondé en grande partie sur des conodontes, mais la formation recèle aussi des macrofossiles bien conservés, notamment des coraux et des brachiopodes. La partie supérieure de la formation est probablement corrélative de deux unités carbonatées de la zone de plissement de Clements Markham, soit les lits de Piper Pass qui ont donné des conodontes dont l'âge se situe entre le milieu et la fin du Ludlowien, et les lits de Markham River qui datent vraisemblablement du Ludlowien (chapitre 8C).

Unité supérieure clastique et carbonatée

Les lits de Crash Point ne sont conservés qu'à l'est de l'inlet M'Clintock où ils recouvrent la Formation de Marvin avec un contact concordant. L'unité a une épaisseur minimale de 100 à 200 m; la partie supérieure est trop déformée pour être mesurée et le sommet n'est pas préservé.

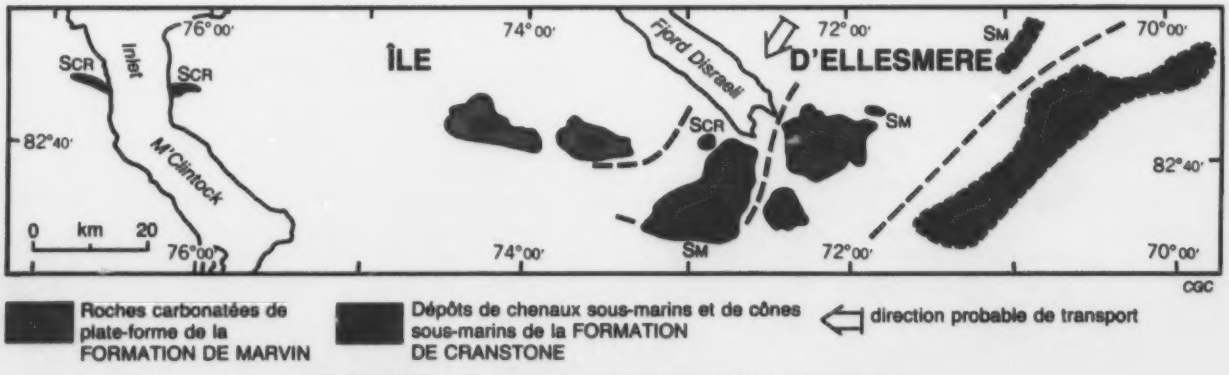


Figure 9-16. Environnement de la Formation de Cranstone.

Elle se compose de grès, de mudstone et d'une petite quantité de calcaire qui se subdivisent en deux faciès: un faciès infratidal de faible énergie contenant du mudstone bioturbé ou à lamination plane, du grès à grain très fin et du packstone impur à pelotes apparenté; et un faciès épicontinental de haute énergie comprenant du grès calcareux de grain fin à moyen et du packstone sableux à bioclastes qui présentent une stratification plane et une stratification oblique en auge d'une grosseur moyenne et contiennent des tiges et des plaques relativement épaisses de pelmatozoaires. Les lits de Crash Point ont donné des conodontes du Silurien tardif (Ludlowien, Pridolien, ou les deux).

INTERPRÉTATION TECTONIQUE DES SUCCESSIONS I À IV

La succession I représente manifestement un assemblage sédimentaire et (?)volcanique du Protérozoïque moyen ou plus ancien qui a été touché par une orogénèse survenue il y a 1,0 à 1,1 Ga.

La succession II, qui recouvre probablement la succession I en discordance angulaire, se serait formée dans des milieux de rift et de marge passive, le premier étant indiqué par la présence de roches volcaniques mafiques et de roches volcaniques siliceuses à affinité alcaline, et le dernier, par la présence d'unités épaisses de roches carbonatées, de quartzite et de mudstone de plate-forme.

La Série de Thores est provisoirement interprétée comme représentant le socle d'un bassin océanique qui s'est formé au cours de l'Ordovicien précoce (ou plus tôt). Une contraction du bassin aurait provoqué la création d'un arc volcanique relié à une subduction (assemblage de Maskell Inlet) et plus tard, à l'Ordovicien moyen, la collision de l'arc et de la zone d'Empire (orogenèse de M'Clintock; fig. 9-18). La suture entre ces deux zones est recouverte en discordance par des strates du bassin de Challenger qui occupent la partie supérieure de l'Ordovicien moyen au Silurien supérieur.

La limite nord-est de la zone de Bromley Island est masquée par les strates du bassin de Challenger qui, au nord et à l'est, sont séparées de la zone de Mount Disraeli du Protérozoïque supérieur-Cambrien par un contact de faille. Le lien entre les zones de Bromley Island et de Mount Disraeli est donc inconnu. Cependant, la partie est du bassin de Challenger présente des directions structurales semblables à celles de la zone adjacente de Mount Disraeli, phénomène qui pourrait indiquer qu'elle repose sur cette dernière en profondeur. Dans ce cas, la zone de Bromley Island aurait non seulement heurté la zone d'Empire mais aussi la zone de Mount Disraeli avant la formation du bassin de Challenger.

L'histoire du bassin de Challenger à partir de la fin de l'Ordovicien moyen jusqu'au début de l'Ordovicien tardif se divise en quatre phases qui démontrent une instabilité tectonique continue: 1) un rifting initial, caractérisé par une sédimentation clastique grossière, un volcanisme felsique, en partie alcalin, et une thermosubsidence(?) subséquente; 2) une subduction, indiquée par un volcanisme andésitique et basaltique; 3) une sédimentation carbonatée; et 4) un soulèvement et un morcellement par failles. Les mouvements horizontaux des plaques semblent avoir continué pendant cet intervalle, mais la nature de ces déplacements n'est pas claire. Plus tard, de l'Ordovicien tardif au Silurien tardif, le bassin de Challenger a connu un renouvellement du rifting et une thermosubsidence(?) sans volcanisme ni déformation. À certains endroits, la sédimentation a été aussi rapide que la subsidence de sorte que des milieux épicontinentaux ont persisté; ailleurs, la sédimentation a été plus lente et il y a eu formation de milieux d'eau profonde.

COMPARAISON AVEC LES ZONES MOBILES FRANKLINIENNE ET CALÉDONIENNE

La contre-partie la plus évidente de la **succession I** est l'orogène de Grenville-Sveconorwegian dans la région nord-atlantique (fig. 9-19; voir Zwart et Dornsiepen, 1978 et Williams, 1984), qui date également de la fin du Protérozoïque moyen; les datations pour le centre est du Groenland sont données par Steiger et al., 1979; Hansen et al., 1978 et Peucat et al., 1985; les datations pertinentes pour la Scandinavie se retrouvent dans Griffin et al., 1978; Reymer et al., 1980 et Wielens et al., 1981. Par contre, l'âge du socle de la zone mobile franklinienne s'étend du Protérozoïque précoce à l'Archéen (chapitre 6).

La **succession II** est comparable à la succession du Protérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur du Svalbard, car elle se compose de sédiments métamorphisés de plate-forme ainsi que d'unités de diamictites et de roches volcaniques siliceuses à mafiques (Harland, 1978); toutefois, sa stratigraphie est trop peu connue pour permettre des corrélations spécifiques. La comparaison avec la zone mobile franklinienne ne permet pas de formuler des conclusions puisque les roches de la toute fin du Protérozoïque au tout début du Cambrien ne sont pas exposées.

Complexes ultramafiques et mafiques de l'Ordovicien inférieur. La datation U-Pb sur zircons provenant d'un différenciat leucocrate dans le massif de M'Clintock West donne un âge très proche des âges obtenus par la même méthode sur des ophiolites de Terre-Neuve et d'Écosse (fig. 9-20). L'intervalle d'âges total des ophiolites de Terre-Neuve tel que redéterminé par la datation U-Pb appliquée aux zircons est de 477,5 +2,6/-2,0 Ma à 493,9 +2,5/-1,9 Ma (Dunning et Krogh, 1985). Un âge de 481,4 +4,0/-1,9 Ma obtenu pour le complexe d'Annieopsquotch (fig. 9-20, emplacement A) ressemble étroitement à la datation de M'Clintock. Une trondhjémite du complexe de Ballantrae, en Écosse (fig. 9-20, emplacement B), a donné un âge U-Pb (sur zircons) de 483 ± 4 Ma (Bluck et al., 1980).

Des ophiolites et des intrusions felsiques associées du Palézoïque inférieur sont très répandues dans l'orogène calédonien en Norvège (Furnes et al., 1985). Des datations récentes U-Pb sur zircons (Dunning et Pedersen, 1988) ont établi au moins trois générations d'ophiolites dont les intervalles d'âges sont les suivants: de 497 ± 2 Ma à 489 ± 3 Ma, 470 +9/-5 Ma et 443 ± 3 Ma. L'âge du massif de M'Clintock West se situe entre les première et deuxième générations d'ophiolites norvégiennes et se rapproche des tonalites d'arc du sud-ouest de la Norvège avec des âges de 485 ± 2 et de 482 +6/-4 Ma.

L'orogenèse de M'Clintock se compare par son âge, et probablement aussi par sa nature, à l'orogenèse taconique de l'est de l'Amérique du Nord, qui est la mieux connue à Terre-Neuve (Williams et Hatcher, 1983). À cet

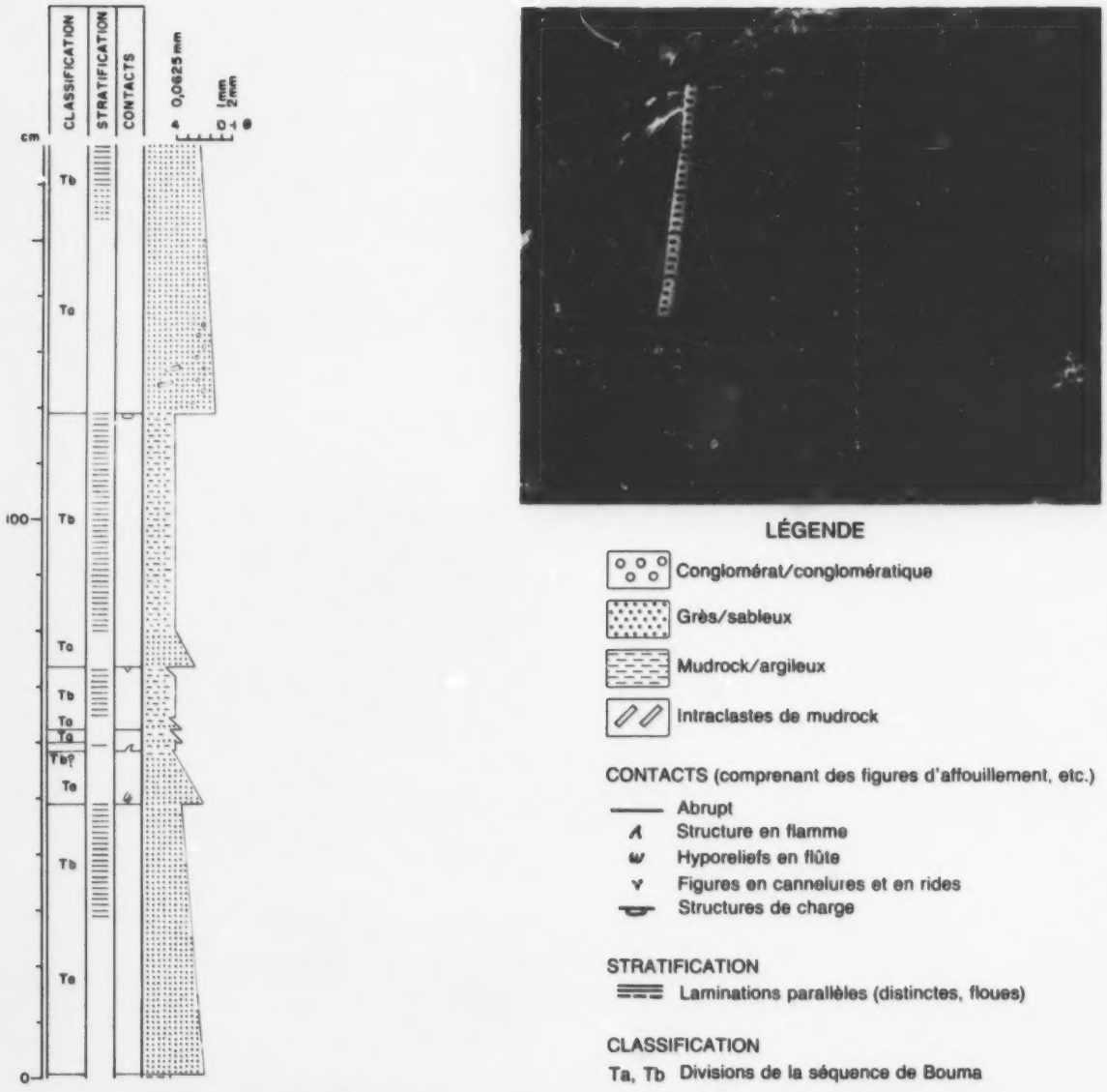


Figure 9-17. Turbidites de la Formation de Cranstone, observées à proximité du glacier Disraeli. a) Colonne lithologique des turbidites de la partie inférieure de la formation. b) Turbidite de la partie supérieure de la colonne illustrée à la figure 9-17a.

endroit, elle a sans aucun doute impliqué l'obduction d'ophiolites de l'Ordovicien inférieur sur la marge est du continent nord-américain à partir de l'Arénigien jusqu'à la fin du Llandeilien. L'orogenèse grampienne des îles Britanniques, plus difficile à analyser, a été mise en corrélation avec l'orogenèse taconique (Dewey et Shackleton, 1984).

L'histoire tectonique ordovicienne des Calédonides scandinaves est difficile à établir à cause de l'importance des failles de chevauchement du Silurien et du Dévonien, et les conclusions ne sont que provisoires puisque de nouvelles données radiométriques, pétrologiques et stratigraphiques sont encore à l'étude (par exemple, Roberts et Gee, 1985; Thon, 1985; Dallmeyer et Gee, 1986; Dunning et Pedersen, 1988). Il semblerait maintenant que les différentes générations d'ophiolites représentent des bassins marginaux de courte durée qui se sont fermés à différents moments entre la fin de l'Ordovicien précoce et l'Ordovicien moyen, avant la collision des continents au Silurien (Dunning et Pedersen, 1988). En général, l'orogenèse de M'Clintock semble obéir à ce scénario, mais elle n'a pas encore été datée assez précisément pour permettre une corrélation avec des événements particuliers en Norvège.

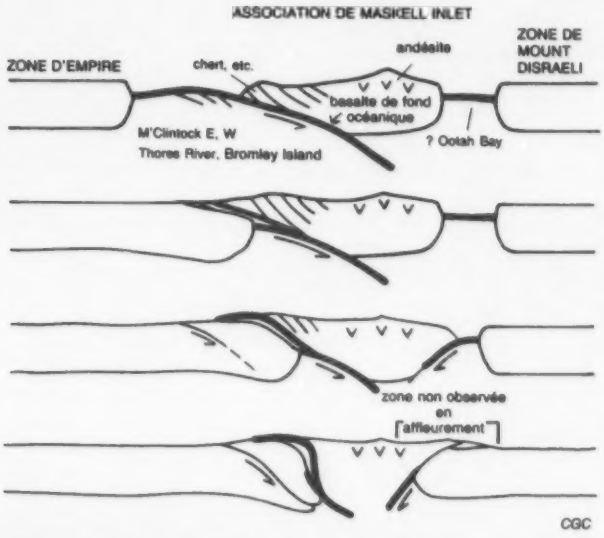


Figure 9-18. Interprétation hypothétique de l'orogenèse de M'Clintock (adaptée de Dewey, 1977, fig 3).

La présence d'une discordance angulaire entre les strates du Protérozoïque et du Caradocien inférieur témoigne d'une déformation pré-caradocienne dans le centre ouest de l'île Spitsbergen (Ohta et al., 1986; Armstrong et al., 1986; fig. 9-20, emplacement C). Le métamorphisme de haute pression de la succession du Protérozoïque, indicateur d'un régime de subduction, a été daté à 479 ± 14 Ma et à 484 ± 14 Ma (recalculé à partir de Horsfield, 1972).

Par opposition, dans la zone mobile franklinienne, il n'y a aucune discordance angulaire indicatrice d'une déformation de l'Ordovicien moyen. De plus, des sédiments clastiques provenant de sources au nord n'apparaissent pas dans le bassin d'eau profonde de l'archipel arctique avant la toute fin de l'Ordovicien ou le Silurien précoce.

Tous ces indices pris ensemble semblent fortement indiquer que le terrane de Pearya faisait partie des Calédonides au moins jusqu'à l'Ordovicien tardif.

Des études de provenance entreprises sur le flysch du bassin franklinien d'eau profonde indiquent que l'orogenèse terminal survenu dans les Calédonides septentrionales a commencé pendant l'Ordovicien tardif ou le Silurien précoce (chapitres 7 et 8). Le terrane de Pearya n'a pas été touché par la déformation initiale, mais doit avoir été

Figure 9-19. Distribution du socle grenvillien, dans la région de l'Atlantique Nord (modifié de Zwart et Dornsiepen, 1978). Le fond de carte utilisé indique la configuration des continents avant la dérive du Crétacé (d'après Le Pichon et al., 1978). Certains auteurs doutent de la présence d'un socle d'âge grenvillien dans la partie centrale de l'est du Groenland.

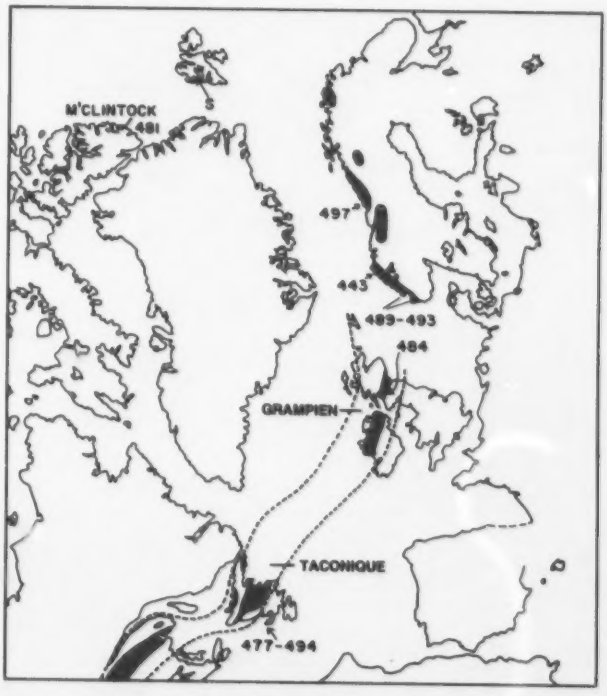


Figure 9-20. Répartition généralisée des roches ophiolitiques dans la région de l'Atlantique Nord, et délimitation des orogènes taconique et grampienne (adapté de Williams, 1984, figures 3 et 7; même fond de carte que la figure 9-19). Les chiffres indiquent l'intervalle des âges U-Pb (sur zircons) obtenus sur des ophiolites (Bluck et al., 1980 [Écosse]; Dunning et Krogh, 1985 [Terre-Neuve]; Dunning et Pedersen, 1988 [Norvège]). S: zone de métamorphisme de haute pression de l'Arénigien (?), dans le Svalbard.

proche de l'orogène au Silurien précoce, lorsqu'il y a eu accumulation de conglomérat à cailloux et à galets dans les chenaux sous-marins des parties orientales du bassin de Challenger. Le flysch du Silurien inférieur du bassin de Challenger se compare généralement au flysch contemporain du bassin franklinien d'eau profonde, bien qu'il existe des différences dans la composition détritique. Malgré les analogies entre les faciès d'eau profonde du bassin de Challenger et ceux du bassin franklinien d'eau profonde, il est peu probable que la Pearya se soit accrétée à la zone mobile franklinienne avant le Silurien tardif, car l'accrétion est accompagné d'une déformation intense et qu'aucune orogenèse n'est visible dans la Pearya entre la toute fin de l'Ordovicien et le début du Silurien tardif.

RÉFÉRENCES

Armstrong, H.A., Nakrem, H.A., and Ohta, Y.
1986: Ordovician conodonts from the Bulltinden Formation, Motalafjella, central-western Spitsbergen; Polar Research, v. 4 n.s., p. 17-23.

Blackadar, R.G.
1954: Geological reconnaissance of the north coast of Ellesmere Island, Arctic Archipelago, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 53-10, 22 p.

Bluck, B.J., Halliday, A.N., Aftalion, M., and Macintyre, R.M.
1980: Age and origin of Ballantrae ophiolite and its significance to the Caledonian Orogeny and Ordovician time scale; Geology, v. 8, p. 492-495.

Christie, R.L.
1957: Geological reconnaissance of the north coast of Ellesmere Island, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 56-9, 40 p.
1964: Geological reconnaissance of northeastern Ellesmere Island, District of Franklin (120, 340, parts of); Geological Survey of Canada, Memoir 331, 79 p.

Coleman, R.G.
1977: Ophiolites — Ancient Oceanic Lithosphere?; Springer-Verlag, Berlin, 229 p.

Dallmeyer, R.D. and Gee, D.G.
1986: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral dates from retrogressed eclogites within the Baltoscandian miogeocline: Implications for a polyphase Caledonian orogenic evolution; Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 26-34.

Dewey, J.F.
1977: Suture zone complexities: a review; Tectonophysics, v. 40, p. 53-67.

Dewey, J.F. and Shackleton, M.
1984: A model for the evolution of the Grampian tract in the early Caledonides and Appalachians; Nature, v. 312, p. 115-121.

Dunning, G.R. and Krogh, T.E.
1985: Geochronology of ophiolites of the Newfoundland Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1659-1670.

Dunning, G.R. and Pedersen, R.B.
1988: U/Pb ages of ophiolites and arc-related plutons of the Norwegian Caledonides: implications for the development of Iapetus; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 98, p. 13-23.

Frisch, T.
1974: Metamorphic and plutonic rocks of northernmost Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 229, 87 p.

Furnes, H., Ryan, P.D., Grenne, T., Roberts, D., Sturt, B.A., and Prestvik, T.
1985: Geological and geochemical classification of the ophiolitic fragments in the Scandinavian Caledonides; in The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas, D. Gee and B.A. Sturt (ed.); John Wiley and Sons, Chichester, England, p. 657-669.

Griffin, W.L., Taylor, P.N., Hakkinen, J.W., Heier, K.S., Iden, I.K., Krogh, E.J., Malm, O., Olsen, K.I., Ormaasen, D.E., and Tveten, E.
1978: Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten-Vesterålen, N Norway; Journal of the Geological Society of London, v. 135, p. 629-647.

Hambrey, M.J.
1983: Correlation of Late Proterozoic tillites in the North Atlantic region and Europe; Geological Magazine, v. 120, p. 209-232.

Hansen, B.T., Higgins, A.K., and Bär, M.T.
1978: Rb-Sr and U-Pb age patterns in polymetamorphic sediments from the southern part of the East Greenland Caledonides; Bulletin of the Geological Society of Denmark, v. 27, p. 55-62.

Harland, W.B.
1978: The Caledonides of Svalbard; in Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic Region, E.T. Tozer and P.E. Schenk, (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 78-13, p. 3-11.

Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G., and Walters, A.R.
1982: A geologic time scale; Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 131 p.

Horsfield, W.T.
1972: Glaucophane schists of Caledonian age from Spitsbergen; Geological Magazine, v. 109, p. 29-36.

Lemoine, M., Tricart, P., and Boillot, G.
1987: Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model; Geology, v. 15, p. 622-625.

Le Pichon, X., Sibuet, J.C., and Francheteau, J.
1977: The fit of the continents around the North Atlantic Ocean; Tectonophysics, v. 38, p. 169-209.

Mayr, U., Trettin, H.P., and Embry, A.F.
1982: Preliminary geological map and notes, Clements Markham Inlet and Robeson Channel map-areas, District of Franklin (NTS 120E, F, G); Geological Survey of Canada, Open File 833, 32 p.

McKerrow, W.S., Lambert, R.St.J., and Cocks, L.R.M.
1985: The Ordovician, Silurian and Devonian periods; in The Chronology of the Geological Record, N.J. Snelling (ed.); The Geological Society, Memoir 10, p. 81-88.

Meschede, M.
1986: A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram; Chemical Geology, v. 56, p. 207-218.

Odin, G.S.
1985: Remarks on the numerical scale of Ordovician to Devonian times; in The Chronology of the Geological Record, N.J. Snelling (ed.); The Geological Society, Memoir 10, p. 93-98.

Ohta, Y., Hirajima, T., and Hiroi, Y.
1986: Caledonian high-pressure metamorphism in central western Spitsbergen; in Blueschists and Eclogites, B.W. Evans and E.H. Brown (ed.); Geological Society of America, Memoir 164, p. 205-216.

Palmer, A.R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 time scale; Geology, v. 11, p. 503-504.

Peucat, J.J., Tisserant, D., and Clauer, N.
1985: Resistance of zircons to U-Pb resetting in a prograde metamorphic sequence of Caledonian age in East Greenland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 330-338.

Reymer, A.P.S., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.Th., and Verschure, R.H.
1980: A note on Rb-Sr whole-rock ages in the Seve Nappe of the central Scandinavian Caledonides; Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 60, p. 139-147.

Roberts, D. and Gee, D.G.
1985: An introduction to the structures of the Scandinavian Caledonides; in The Caledonide Orogen — Scandinavia and Related Areas, D.G. Gee and B.A. Sturt (ed.); John Wiley and Sons, Chichester, England, p. 55-68.

Schuchert, C.
1923: Sites and nature of the North American geosynclines; Bulletin of the Geological Society of America, v. 34, p. 151-229.

Sinha, A.K. and Frisch, T.
1975: Whole-rock Rb/Sr ages of metamorphic rocks from northern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. I. The gneiss terrain between Ayles Fiord and Yelverton Inlet; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 90-94.
1976: Whole-rock Rb/Sr and zircon U/Pb ages of metamorphic rocks from northern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. II. The Cape Columbia Complex; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 774-780.

Steiger, R.H., Hansen, B.T., Schuler, C., Bär, M.T., and Henriksen, N.
1979: Polyorogenic nature of southern Caledonian fold belt in East Greenland: an isotopic age study; Journal of Geology, v. 87, p. 475-495.

Stevens, R.D., DeLabio, R.N., and Lachance, G.R.
1982: Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, Report 16; Geological Survey of Canada, Paper 82-2, 56 p.

Thon, A.
1985: Late Ordovician and Early Silurian cover sequences to the west Norwegian ophiolite fragments: stratigraphy and structural evolution; in The Caledonide Orogen — Scandinavia and related areas, D.G. Gee and B.A. Sturt (ed.); John Wiley and Sons, Chichester, England, p. 407-415.

Trettin, H.P.
1969a: Pre-Mississippian geology of northern Axel Heiberg and northwestern Ellesmere islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 171, 82 p.
1969b: Geology of Ordovician to Pennsylvanian rocks, M'Clintock Inlet, north coast of Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 183, 93 p.
1971: Reconnaissance of lower Paleozoic geology, Phillips Inlet region, north coast of Ellesmere Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 71-12, 29 p.
1981: Geology of Precambrian to Devonian rocks, M'Clintock Inlet area, District of Franklin (NTS 340E, H) — preliminary geological map and notes; Geological Survey of Canada, Open File 759, 26 p.
1987a: Pearya: a composite terrane with Caledonian affinities in northern Ellesmere Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 224-245.
1987b: Pre-Carboniferous geology, M'Clintock Inlet map-area, northern Ellesmere Island, interim report and map (340E, H); Geological Survey of Canada, Open File 1652, 210 p.

Trettin, H.P. and Frisch, T.
1987: Bedrock geology, Yelverton Inlet map-area, northern Ellesmere Island, interim report and map (340F, 560D); Geological Survey of Canada, Open File 1651, 98 p.

Trettin, H.P., Loveridge, W.D., and Sullivan, R.W.
1982: U-Pb ages on zircon from the M'Clintock West massif and the Markham Fiord pluton, northernmost Ellesmere Island; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 161-166.

Trettin, H.P., Parrish, R., and Loveridge, W.D.
1987: U-Pb age determinations of Proterozoic to Devonian rocks from northern Ellesmere Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 246-256.

Wielens, J.B.W., Andriessen, P.A.M., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T., and Verschure, R.H.
1981: Isotope geochronology in the high-grade metamorphic Precambrian of southwestern Norway: new data and reinterpretations; Norges geologiske undersøkelse, v. 359, p. 1-30.

Williams, H.
1984: Miogeoclines and suspect terranes of the Caledonian-Appalachian Orogen: tectonic patterns in the North Atlantic region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 887-901.

Williams, H. and Hatcher, R.D., Jr.
1983: Appalachian suspect terranes; in Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains, R.D. Hatcher, Jr., H. Williams, and I.Zietz (ed.); Geological Society of America, Memoir 158, p. 33-53.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A.
1977: Geochemical discrimination of different magma series and their products using immobile elements; Chemical Geology, v. 20, p. 325-343.

Zwart, H.J. and Dornsiepen, U.F.
1978: The tectonic framework of central and western Europe; Geologie en Mijnbouw, v. 57, p. 627-654.

Adresse de l'auteur

H.P. Trettin
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Imprimé au Canada

Chapitre 10

PRISME DE SÉDIMENTS CLASTIQUES DU DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR DANS LES ÎLES DE L'ARCTIQUE

Introduction

Évolution séquentielle, sédimentologie et stratigraphie

Facteurs externes agissant sur le prisme de sédiments clastiques

Références

Chapitre 10

PRISME DE SÉDIMENTS CLASTIQUES DU DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR DANS LES ÎLES DE L'ARCTIQUE

Ashton F. Embry

INTRODUCTION

L'accumulation de sédiments carbonatés a dominé le miogéosynclinal franklinien du Cambrien tardif jusqu'au tout début du Dévonien et moyen. À la suite d'une transgression au cours du début de l'Eifélien (à l'intérieur de la zone à conodontes *costatus-costatus*), des sédiments clastiques quartzeux ont remplacé les matériaux carbonatés comme type dominant de sédiment et, à partir de ce moment jusqu'au Carbonifère précoce, la sédimentation clastique s'est généralisée dans tout le miogéosynclinal franklinien. Pendant cet intervalle, un énorme prisme de sédiments clastiques a progressé vers le sud-ouest, annonçant l'avancée de la déformation ellesmérienne.

Les sédiments clastiques du Dévonien moyen à supérieur sont très répandus et bien conservés; ils ont leur plus grande extension dans l'ouest de l'Arctique, où ils recouvrent une bonne partie des îles Bathurst, Melville, Prince Patrick et Banks (fig. 10-1). Dans l'est de l'Arctique, les dépôts sont trouvés principalement dans un vaste synclinorium qui s'étend du centre de l'île d'Ellesmere jusqu'à la partie est de la presqu'île Grinnell. Des affleurements isolés se manifestent dans le nord de l'île d'Ellesmere à proximité du col Yelverton et dans des grabens tertiaires dans l'île Cornwallis (fig. 10-1, fig. 4 [en pochette]). Quarante-deux puits ont été forés et des descriptions de nombreuses coupes de surface ont été publiées (fig. 10-1, fig. 1 [en pochette]). Les sédiments clastiques conservés ont une épaisseur maximale d'environ 4 000 m, bien que le degré de maturation thermique des strates à l'intérieur du prisme de sédiments et immédiatement au-dessous de ce dernier laisse supposer qu'au départ, les épaisseurs pourraient avoir été presque le double dans certaines régions.

Des études cartographiques régionales menées par la Commission géologique du Canada dans les années 50 et 60 ont établi un cadre stratigraphique général pour ces sédiments clastiques (McLaren, 1963; Thorsteinsson et Tozer, 1962; Tozer Thorsteinsson, 1964; Kerr, 1974). Embry et Klovan (1976) ont passé en revue tous les travaux menés jusqu'en 1975 et ont présenté une nomenclature stratigraphique révisée pour le prisme de sédiments clastiques de même que des interprétations de l'histoire sédimentaire de ces strates. Chi et Hills (1976) ont fourni les données palynologiques nécessaires pour l'étude d'Embry et Klovan (1976). La figure 10-2 illustre la stratigraphie et la sédimentologie générales du prisme de sédiments clastiques telles que déterminées par Embry et Klovan (1976).

Le prisme de sédiments clastiques a été peu étudié au cours des dix dernières années. Trettin (1978) et Roblesky (1979) en décrivent la partie inférieure dans le centre de l'île d'Ellesmere, entre les fjords Vendom et Cañon. Mayr (1980) décrit quatre coupes de subsurface dans les îles Cameron et Vanier (au nord-ouest de l'île Bathurst), et son rapport contient également des données biostratigraphiques en annexe. McGregor et Camfield (1982) fournissent des données palynologiques détaillées pour la partie du prisme datant du Dévonien moyen dans une coupe dans le nord-est de l'île Melville. Deux études sédimentologiques détaillées d'intérêt particulier sont sur le point de prendre fin : une par Goodbody (1985) sur la Formation de Bird Fiord et une autre par Rice (1982, 1985, 1987) sur le Groupe d'Okse Bay du sud-ouest de l'île d'Ellesmere. D'autres études ont été entamées dans l'île Melville (Harrison et al., 1985).

Le présent résumé est principalement fondé sur les travaux d'Embry et Klovan (1976) mais tient compte également des résultats des études précitées. Toutes les données disponibles sur les puits et tous les rapports paléontologiques pertinents inédits de la Commission géologique du Canada ont également été revus et incorporés.

Embry, A.F.
1991: Prisme de sédiments clastiques du Dévonien moyen à supérieur dans les îles de l'Arctique; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 10, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

ÉVOLUTION SÉQUENTIELLE, SÉDIMENTOLOGIE ET STRATIGRAPHIE

Introduction

Le cadre chronostratigraphique du prisme de sédiments clastiques du Dévonien moyen à supérieur est illustré au tableau de corrélation (fig. 4, en pochette) et à la figure 10-3. Les données biostratigraphiques utilisées pour élaborer ce cadre sont tirées de Chi et Hills (1976) et de données palynologiques ultérieures publiées et inédites. Le seul changement sensible aux âges attribués par Chi et Hills (1976) à leurs zones à mégaspores concerne la Zone à *macromanifestus* que McGregor et Camfield (1982) rapportent principalement à l'Eifélien plutôt qu'à la période s'étendant du début au milieu (?) du Givétien.

Le prisme de sédiments clastiques peut, sans inconvénient, être divisé en trois intervalles stratigraphiques en fonction de l'apparition de deux changements lithologiques importants au sein du prisme.

Ces changements se produisent à la base de la Formation de Beverley Inlet et de ses équivalents (tout début du Frasnien) et à la base de la Formation de Parry Islands (fin du Frasnien) (fig. 10-2, 10-3). Ils coïncident probablement avec des discordances angulaires régionales. La partie suivante décrit et interprète chacun de ces intervalles en tenant compte de la statigraphie, de la sédimentologie, de la provenance et de l'évolution séquentielle.

Début de l'Eifélien à tout début du Frasnien

Cet intervalle stratigraphique comprend cinq formations et quatre faciès qui représentent une large gamme de milieux sédimentaires allant d'une mer profonde à une plaine fluviale (fig. 10-2). À en juger par les relations stratigraphiques régionales, la partie supérieure des formations sous-jacentes aux sédiments clastiques, dans lesquelles prédominent du shale noir et du chert, ferait également partie de cet intervalle chronostratigraphique, mais il n'existe aucune donnée biostratigraphique pour évaluer cette interprétation. Somme toute, cet intervalle est caractérisé par des sédiments riches en quartz qui représentent une séquence sédimentaire progradante.

La Formation de Blackley est l'unité clastique inférieure dans l'extrême ouest et recouvre en concordance du shale noir bitumineux et du chert de bassin à faible remplissage sédimentaire. Elle se compose de grès dont la dimension des grains varie de très fine à fine, de siltstone et de shale interstratifiés rythmiquement; des turbidites y sont fréquentes et contiennent les divisions A à D de la séquence de Bouma. Les lithologies et la position stratigraphique de cette formation indiquent un milieu marin profond où des courants de turbidité constituaient le principal moyen de transport des sédiments. La Formation de Blackley atteint 700 m d'épaisseur et se trouve uniquement dans l'ouest des îles Melville, Prince Patrick et Banks (voir le chapitre 8C).

La Formation de Cape de Bray recouvre en concordance la Formation de Blackley et est presque totalement constituée de shale gris et de siltstone avec une petite quantité de grès à grain très fin. Les types de roches et la position stratigraphique de la formation ainsi que l'identification de talus subaquatiques dans les coupes sismiques indiquent que la sédimentation a eu lieu sur un talus marin. La Formation de Cape de Bray a une épaisseur maximale de 1 025 m et s'amincit considérablement pour n'atteindre que 100 m sur les calcaires construits de la Formation de Blue Fiord. La Formation de Cape de Bray est plus étendue que celle de Blackley et sa présence a été notée dans les îles Bathurst, Melville, Prince Patrick et Banks. Aux endroits où la Formation de Blackley est absente, celle de Cape de Bray repose en concordance sur du shale noir, ou en discordance angulaire sur des roches

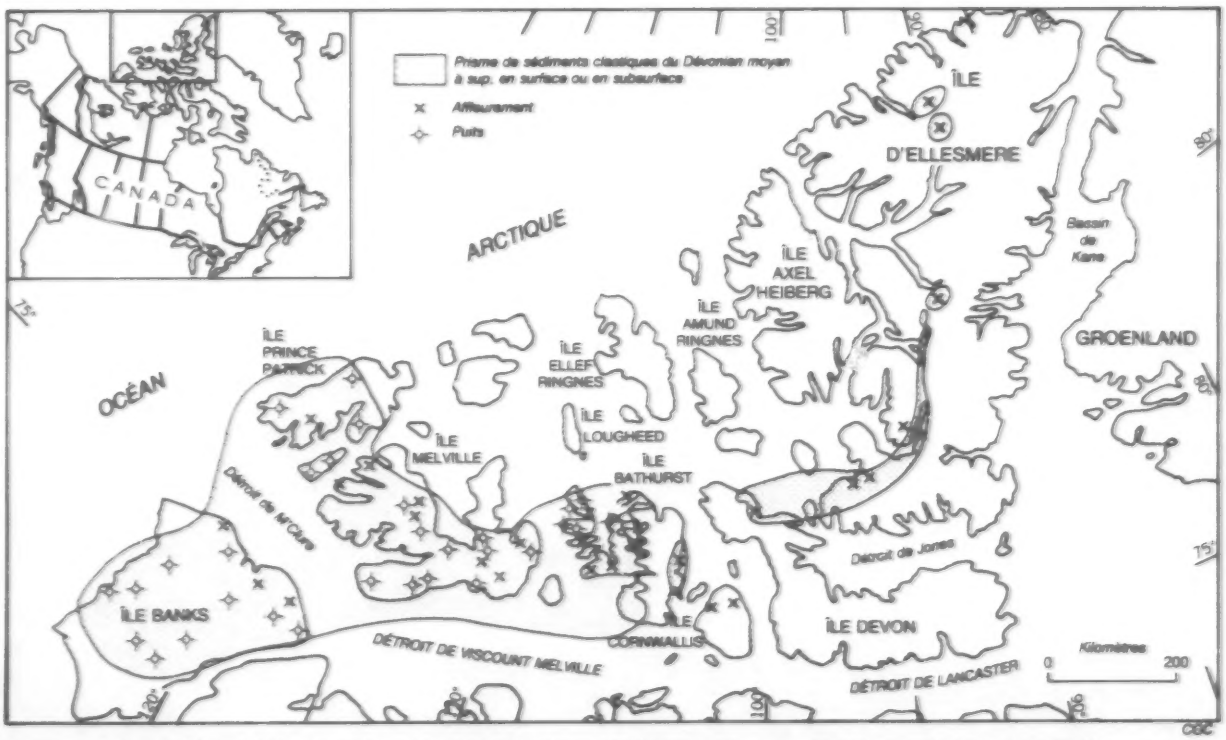


Figure 10-1. Répartition des sédiments clastiques du Dévonien moyen et supérieur et points de contrôle. (Projection transverse spéciale de Mercator à échelle variable; s'applique également à d'autres cartes régionales du chapitre.)

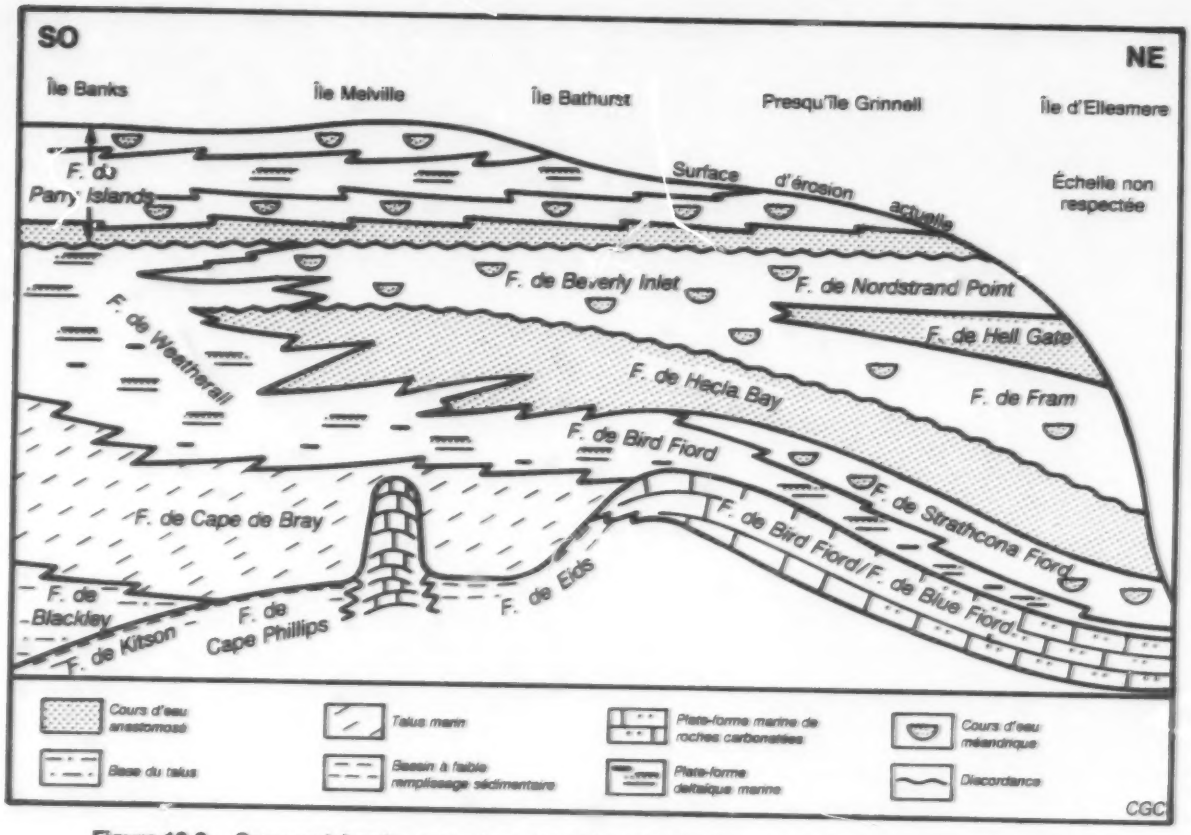


Figure 10-2. Coupe schématique du prisme de sédiments clastiques du Dévonien moyen à supérieur.

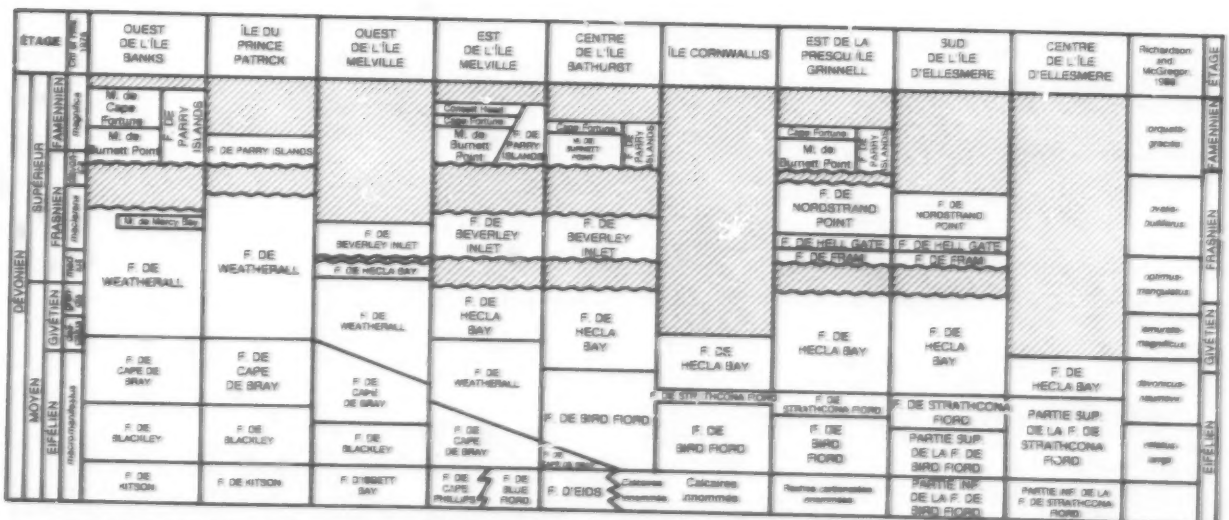


Figure 10-3. Tableau de corrélation des formations du Dévonien moyen à supérieur, archipel arctique canadien.

carbonatées d'eau peu profonde de la Formation de Blue Fiord.

La Formation de Cape de Bray est progressivement recouverte soit de la Formation de Bird Fiord, soit de la Formation de Weatherall. Ces deux formations sont lithologiquement semblables et caractérisées par des cycles répétés à granoclassement inverse constitués de shale, de siltstone et de grès à grain très fin ou fin, dont l'épaisseur peut atteindre 50 m (fig. 10-4). Ces sédiments se sont accumulés sur une plate-forme marine à proximité d'un delta, et les cycles sont vraisemblablement le résultat du déplacement des centres deltaïques. Des grès blancs à grain fin, à stratification oblique et à lamination horizontale, qui se sont accumulés au front d'un delta ou d'une plaine littorale, se trouvent au sommet des cycles dans la partie supérieure de ces formations (fig. 10-5). Toute la Formation de Bird Fiord dans l'île Bathurst et sur la presqu'île Grinnell ainsi que la partie supérieure de la formation dans le sud de l'île d'Ellesmere sont comprises dans cet intervalle stratigraphique. La formation atteint son épaisseur maximale d'environ 800 m dans la région de l'île Bathurst. À l'ouest, dans les îles Melville, Banks et Prince Patrick, les strates épicontinentales de cet intervalle font partie de la Formation de Weatherall dont l'épaisseur atteint jusqu'à 1 500 m. La Formation de Bird Fiord diffère de la Formation de Weatherall par la présence répandue de calcaires arénacés et de grès calcaires riches en brachiopodes. Les pélécypodes constituent la faune prédominante de la Formation de Weatherall.

Dans l'est de l'Arctique, la Formation de Strathcona Fiord est latéralement équivalente ou sus-jacente à la Formation de Bird Fiord. Elle se compose surtout de cycles à granoclassement normal formés de grès dont la dimension des grains varie de très fine à moyenne, de mudstone et de rare conglomérat à cailloux de chert, de teinte verte, brune et rouge, qui se sont accumulés dans des cours d'eau méandriques. Elle comprend également des calcaires peu épais mis en place en eau saumâtre et contenant des fragments de poissons, des oogones de charophytes et des ostracodes. La partie eifélienne de la formation atteint 500 m d'épaisseur dans le centre de l'île d'Ellesmere, mais

Figure 10-4. Cycles à granoclassement inverse de la Formation de Weatherall, dans l'ouest de l'île Melville.

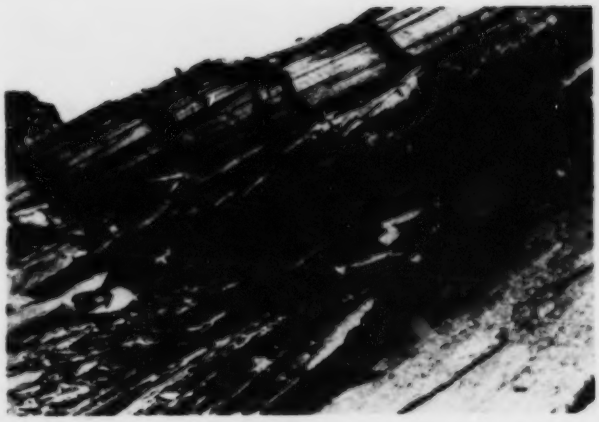


Figure 10-5. Grès blanc à grain fin et à litage horizontal de la Formation de Bird Fiord, île Helena.

s'amincit progressivement en forme de biseau vers le sud-ouest, et disparaît tout à fait sur la presqu'île Grinnell.

La Formation d'Hecla Bay, qui repose en concordance sur la Formation de Strathcona, s'étend sur plus de 1 000 km à partir du centre de l'île d'Ellesmere jusqu'à la partie ouest de l'île Melville (fig. 10-2, 10-3). Elle est constituée de grès quartzeux de grain fin à moyen, habituellement à stratification oblique, qui se présente en unités pouvant avoir jusqu'à 100 m d'épaisseur (fig. 10-6). Les unités de grès ont fréquemment des contacts basals affouillés et sont séparées par des intervalles peu épais de siltstone carboné, de shale et de rares lits de charbon. La formation s'est accumulée principalement dans un cours d'eau anastomosé. Dans l'Arctique ouest, où la Formation d'Hecla Bay recouvre en concordance soit la Formation de Bird Fiord, soit la Formation de Weatherall, les strates basales de la Formation d'Hecla Bay comprennent des couches accumulées dans un milieu allant d'un front deltaïque à une plaine deltaïque inférieure. De plus, dans cette région, des intervalles de grès, de siltstone et de shale épicontinentaux s'observent au sein de la formation.

La figure 10-7 présente les principales relations stratigraphiques des formations de cet intervalle stratigraphique. La Formation de Strathcona Fiord est latéralement équivalente à la Formation de Bird Fiord et s'amincit vers l'ouest, où il y a changement de faciès au passage à des strates épicontinentales. La Formation d'Hecla Bay s'étend beaucoup plus loin à l'ouest que la Formation de Strathcona Fiord, et il y a passage vers l'ouest de cette formation aux strates deltaïques et marines des formations de Bird Fiord et de Weatherall. Deux lentilles importantes de strates deltaïques et marines se manifestent au sein de la Formation d'Hecla Bay qui est complètement remplacée par les strates de Weatherall dans le sud-ouest (îles Banks et Prince Patrick) (fig. 10-8). Les formations de Bird Fiord et de Weatherall passent vers l'ouest aux shales de talus de la Formation de Cape de Bray, et cette formation, et celle de Blackley, se composent des sédiments qui ont comblé les parties marginales du bassin d'eau profonde originel.

Les principales sources des sédiments clastiques de cet intervalle stratigraphique sont le Bouclier précambrien du Groenland et les pentes occidentales de la chaîne calédonienne. Cette interprétation est fondée sur la nature fortement quartzeuse des sédiments, les paléocourants ubiquistes à orientation ouest-sud-ouest et le passage de faciès non marins à des faciès marins vers le sud-ouest. Des soulèvements dans le nord de l'île d'Ellesmere et possiblement dans l'extrémité nord du Groenland ont également fourni des sédiments, mais ces sources ont été moins importantes que les sources situées plus à l'est. Goodbody (1985) a démontré que le Bouclier canadien au sud-est a également contribué des sédiments quartzeux.

L'intervalle constitué par le début de l'Eifélien au tout début du Frasnien témoigne d'une progradation majeure vers le sud-ouest en travers du miogéosynclinal franklinien d'une séquence clastique épaisse. L'apport clastique au miogéosynclinal s'est énormément accru au début de l'Eifélien à la suite d'une transgression, et une plaine deltaïque caractérisée par des cours d'eau méandriques (Formation de Strathcona Fiord) a progressé vers le sud-ouest sur des sédiments épicontinentaux (Formation de Bird Fiord). Lorsque ces systèmes sédimentaires ont atteint le talus dans l'ouest de l'Arctique, de la boue et du silt (Cape de Bray) ont commencé à remplir les zones marines profondes. À l'extrême ouest, des turbidites, peut-être dérivées des parties septentrionales de la zone mobile franklinienne et du Bouclier canadien, se sont accumulées sur le fond du bassin (fig. 10-9). Le climat du début à la fin de l'Eifélien était de type «savanne», soit tempéré à tropical avec des pluies saisonnières, ainsi qu'en témoignent les shales rouges et les dépôts de caliche dans les strates alluviales d'inondation.

À la fin de l'Eifélien, le climat est devenu beaucoup plus humide et les apports d'eau et de sédiments à la plaine côtière et à la plate-forme se sont accrus énormément. Le réseau fluvial a été transformé en un réseau anastomosé et il y a eu accumulation de débris végétaux dans les plaines d'inondation (Formation d'Hecla Bay). La plaine côtière deltaïque a continué son expansion vers l'ouest sur des dépôts de plate-forme continentale (Formation de Weatherall), et des dépôts de talus marin (Formation de Cape de Bray) ont comblé les zones marines profondes à l'ouest. Déjà au tout début du Frasnien, la plaine deltaïque avait atteint les parties sud et ouest de l'île Melville, et la plate-forme continentale s'était étendue sur les îles Prince Patrick et Banks (fig. 10-10).

Figure 10-6. Grès à grain fin et à stratification oblique de la Formation de Hecla Bay, dans l'est de l'île Melville.

Tout début du Frasnien à fin du Frasnien

L'intervalle qui s'étend du début à la fin du Frasnien comporte cinq formations avec trois faciès qui représentent des milieux de plaine côtière et de mer peu profonde (fig. 10-2). Le contact avec l'intervalle stratigraphique sous-jacent est abrupt et marqué par l'apparition soudaine de chert et de fragments rocheux dans les grès, une proportion supérieure de dépôts alluviaux d'inondation dans les sédiments fluviatiles, et la présence de shales rouges et verts dans les strates alluviales d'inondation. Le contact des strates basales de cet intervalle stratigraphiques et de la Formation d'Hecla Bay sous-jacente est interprété comme étant une discordance régionale dans la majeure partie de la région, pour les raisons suivantes: a) les changements lithologiques abrupts en travers du contact, b) la présence, à certains endroits le long du contact, d'une unité de shale riche en kaolinite (sol?), et c) l'existence de données palynologiques qui indiquent que la partie la plus élevée de la Formation d'Hecla Bay remonte au tout début du Frasnien dans le sud et l'ouest de l'île Melville, mais n'est pas plus récente que le Givétien dans l'est (Chi et Hills, 1976).

Dans l'est de l'Arctique, à partir du centre de l'île d'Ellesmere jusqu'à la partie est de la presqu'île Grinnell, les Formations de Fram, de Hell Gate et de Nordstrand Point englobent tout l'intervalle stratigraphique et ensembles, atteignent une épaisseur maximale de 2 500 m. La Formation de Fram a une épaisseur maximale de 1 125 m et se compose de cycles répétés à granoclassement inverse constitués de grès dont la dimension des grains varie de très fine à moyenne, de siltstone et de shale. L'épaisseur de ces cycles varie de 5 à 10 m (fig. 10-11). Les unités argileuses sont souvent rouges et vertes dans la partie inférieure mais deviennent plus carbonées et comprennent de rares lits de charbon dans la partie supérieure. Les strates sont interprétées comme étant des dépôts de cours d'eau méandriques.

La Formation de Hell Gate sus-jacente, dont l'épaisseur atteint un maximum de 650 m, est constituée principalement de grès de grain fin à moyen et à stratification oblique, avec de minces intervalles de siltstone et de shale carbonés. Il s'agit d'un dépôt de cours d'eau anastomosé. La Formation de Nordstrand Point, qui atteint 725 m d'épaisseur, est semblable à la Formation de Fram. Elle comporte des cycles à granoclassement inverse mis en place par des cours d'eau méandriques.

Dans la région du col Yelverton, dans le nord de l'île d'Ellesmere, une séquence épaisse de sédiments du Dévonien supérieur, attribuée à la Formation d'Okse Bay, affleure dans deux zones qui sont entourées de strates du Carbonifère et de strates plus jeunes; une discordance angulaire les séparent (Mayr et al., 1982; fig. 12E-2). La base de la séquence n'est pas exposée. Les couches sont beaucoup moins déformées que celles des roches siluriennes ou plus anciennes du nord de l'île d'Ellesmere. Elles occupent vraisemblablement un graben (ou deux grabens séparés), mais les failles bordières ne sont pas exposées.

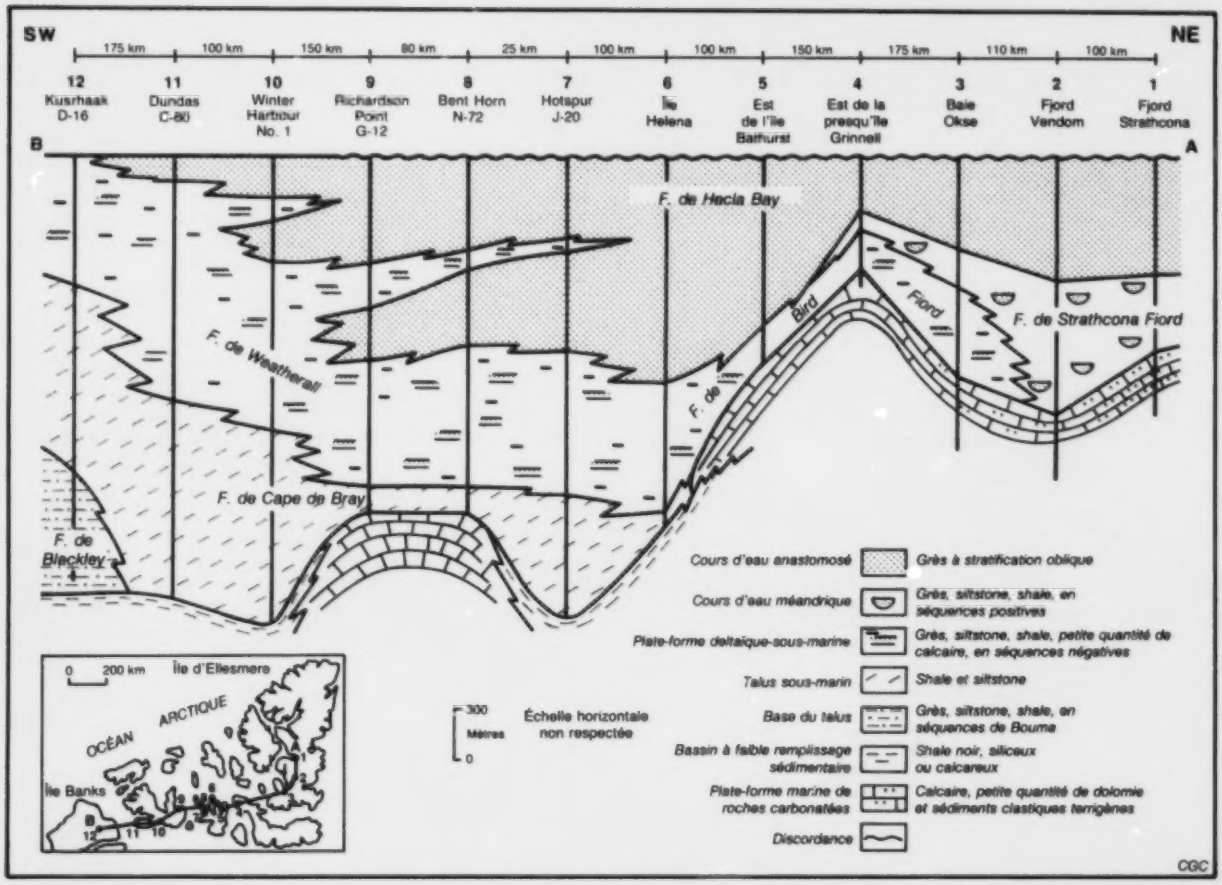


Figure 10-7. Coupe stratigraphique des strates de la partie inférieure de l'Eifélien à la base de la partie inférieur du Frasnien.

Deux unités lithologiques se distinguent: une unité inférieure de 280 à 320+ m d'épaisseur placée provisoirement dans l'intervalle qui s'étend du début à la fin du Frasnien, et ce à partir de données palynologiques sporadiques et d'une similitude lithologique. Cette unité se compose de grès caillouteux de grain très fin à grossier, de siltstone et de shale interstratifiés, lesquels forment des cycles à granoclassement normal, provenant de cours d'eau méandriques. Les unités argileuses sont habituellement de couleur marron, bien que des lits gris foncé, riches en matériaux carbonés, se présentent près du sommet de l'unité. Les grès sont des arénites lithiques et contiennent du chert et du carbonate détritique de même que du quartz. Les données sur les paléocourants indiquent que les sédiments proviennent du sud-ouest (fig. 12E-1).

Dans l'ouest de l'Arctique, les strates de cet intervalle stratigraphique sont attribuées à la Formation de Beverley Inlet, dans les îles Bathurst et Melville, et à la partie supérieure de la Formation de Weatherall, dans les îles Banks et Prince Patrick. La Formation de Beverley Inlet atteint un maximum de 777 m d'épaisseur et se compose principalement de grès de grain très fin à moyen, de siltstone, de shale et de rare lits de charbon, mis en place par des cours d'eau méandriques. Le shale et le siltstone prédominent; le contenu en grès, la granulométrie et l'épaisseur de la formation augmentent vers le nord-est. Dans le sud et l'ouest de l'île Melville, des unités de siltstone et de shale recelant des brachiopodes sont présentes au sein de la formation. Plus au sud et à l'ouest, des strates épicontinentales de la partie supérieure de la Formation de Weatherall remplacent la Formation de Beverley Inlet.

Dans les îles Banks et Prince Patrick, la partie supérieure de la Formation de Weatherall consiste en des cycles à granoclassement inverse de grès de grain très fin à fin, de siltstone et de shale; des lits de lumachelles à brachiopodes peu épais coiffent souvent les cycles. Ces strates sont d'origine épicontinentale. Dans l'île Banks, une unité de calcaire de 200 m d'épaisseur, le Membre de Mercy Bay (Embry et Klovan, 1971), se trouve près du sommet de la Formation de Weatherall (fig. 10-3) et se compose surtout de biohermes et biostromes à stromatoporoïdés, et de coraux (fig. 10-12).

La figure 10-13 illustre les principales relations stratigraphiques des strates mises en place du début à la

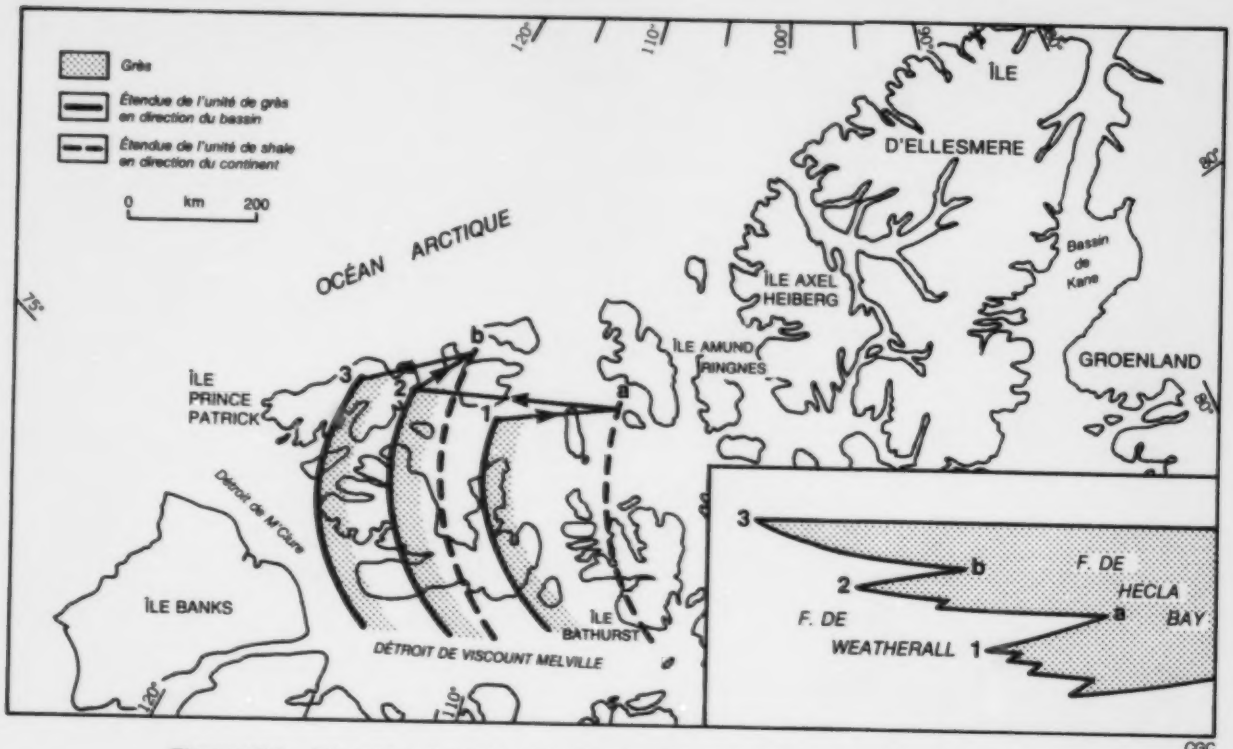


Figure 10-8. Répartition des trois unités de grès de la Formation de Hecla Bay, île Melville.

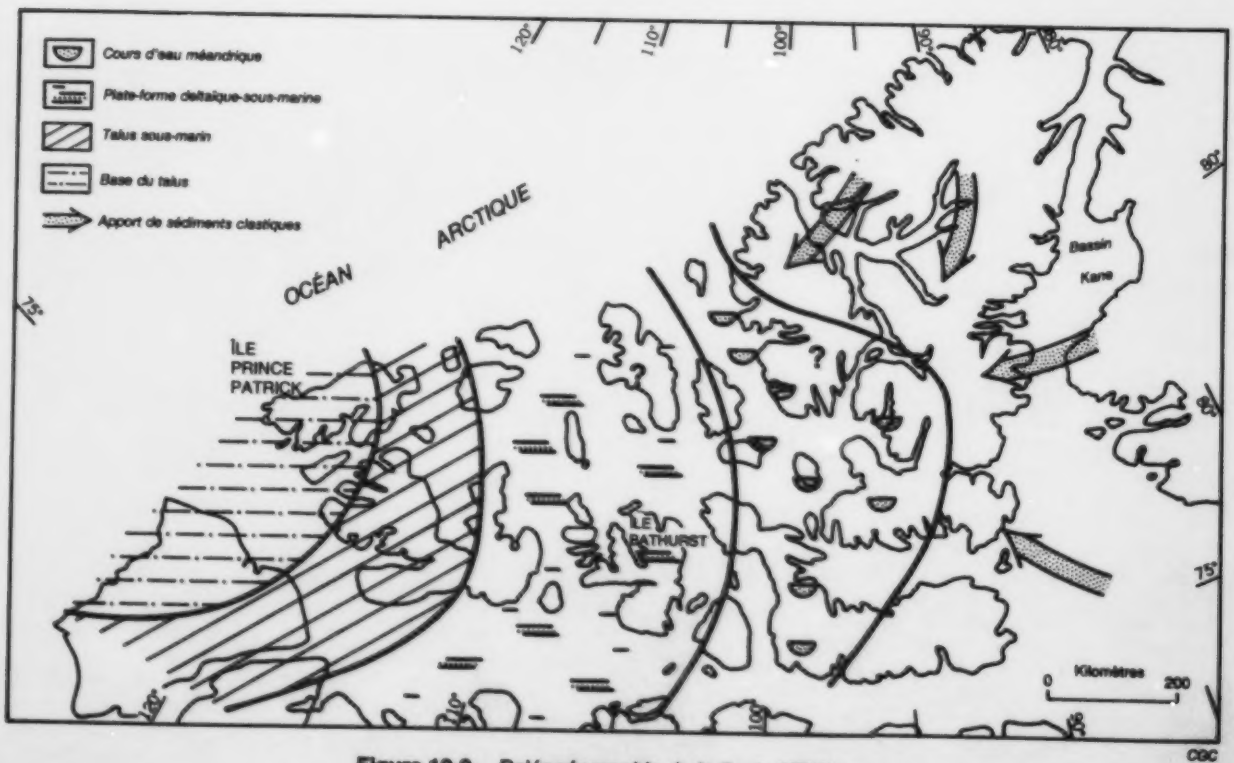


Figure 10-9. Paléogéographie de la fin de l'Eifélien.

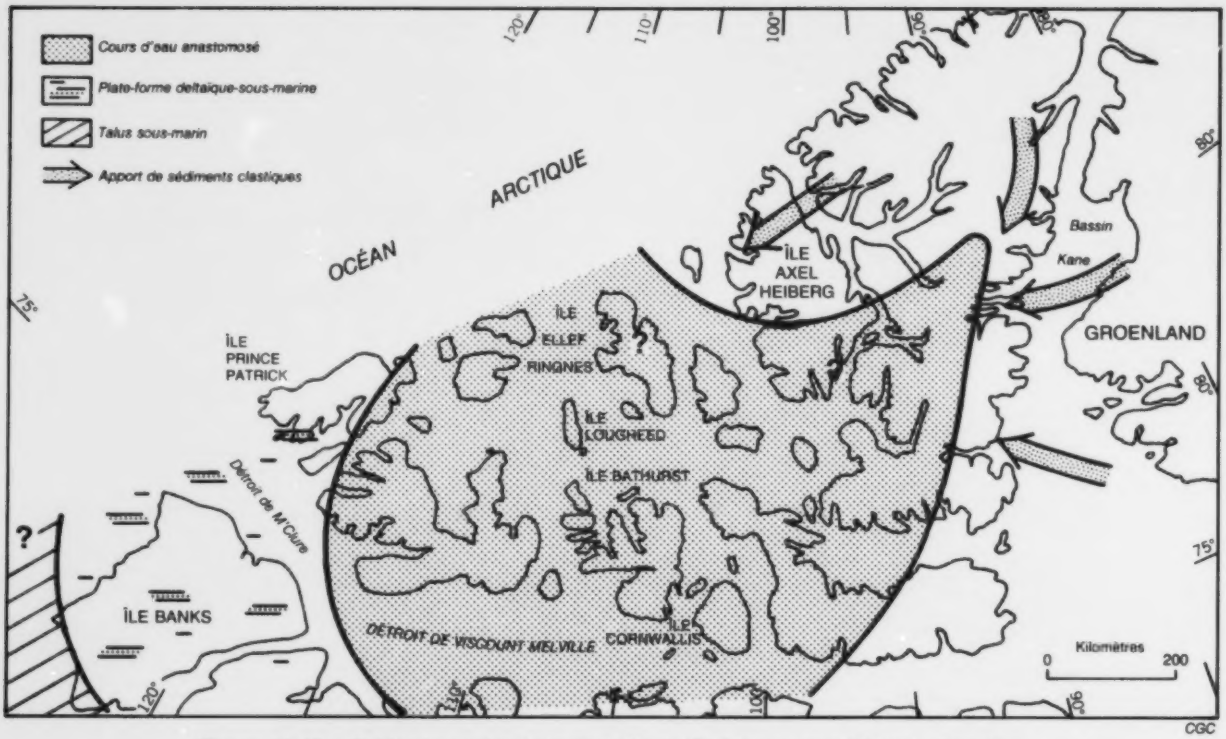


Figure 10-10. Paléogéographie de la toute fin du Givétien au tout début du Frasnien.

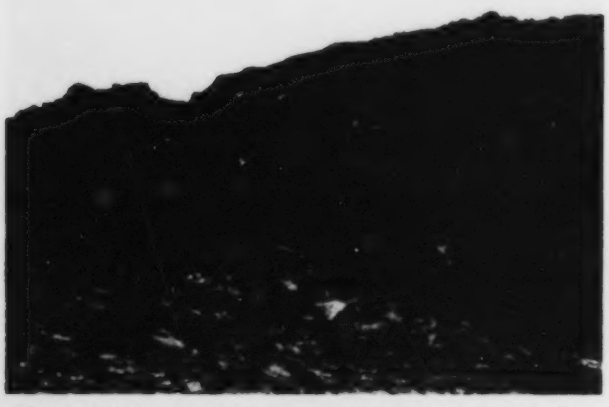


Figure 10-11. Cycles à granoclassement normal de la Formation de Fram, dans le sud de l'île d'Ellesmere.

Figure 10-12. Bioherme à stromatoporoïdés et coraux du Membre de Mercy Bay, Formation de Weatherall, île Banks. Strates pararécifales à droite.

fin du Frasnien. Les sédiments fluviatiles proviennent principalement de cours d'eau méandriques, et il existe des dépôts de cours d'eau anastomosés au nord-est et à l'est. Ces dépôts fluviatiles passent à des strates épicontinentales au sud-ouest, et cet intervalle stratigraphique renferme très peu d'indices de la progradation de la plaine côtière. Les unités s'épaississent considérablement au nord-est et à l'est.

Les principales régions sources des dépôts de cet intervalle stratigraphique sont une fois de plus les régions nord de la zone mobile franklinienne, le Bouclier précambrien et la chaîne calédonienne à l'est. Cependant, contrairement au cas de l'intervalle de temps précédant, les montagnes septentrionales ont fourni beaucoup plus de sédiments au bassin, comme en témoignent la présence

habituelle de chert et d'éléments lithiques et les paléocourants orientés plus vers le sud. Le contenu en chert augmente vers l'ouest, ce qui porte à croire que les cours d'eau à écoulement sud venus des montagnes septentrionales ont rejoint les cours d'eau à écoulement ouest venus du Bouclier précambrien (fig. 10-14).

Un soulèvement très étendu s'est produit à partir de la toute fin du Givétien jusqu'au tout début du Frasnien. Cet événement a été suivi par une nette augmentation des taux de subsidence, notamment à proximité des zones sources, par un accroissement sensible du volume de sédiments provenant des montagnes septentrionales, par le passage d'un climat très humide à un climat de savanne, et possiblement par la naissance d'un graben au sein des montagnes septentrionales soulevées. Dans l'ensemble, ces changements indiquent qu'une activité tectonique majeure s'est produite au nord à une époque se situant à la limite du Givétien et du Frasnien.

Le réseau fluvial sur la plaine côtière a réagi au climat plus sec en passant d'un modèle anastomosé (Formation de Hecla Bay) à un modèle méandrique (formations de Fram et de Beverley Inlet). Les taux de subsidence élevés ont eu pour résultat une transgression initiale suivie d'une légère progradation de la plaine côtière pendant cet intervalle stratigraphique, car la plus grande partie des apports détritiques est demeurée dans la plaine côtière en subsidence rapide. Ces sédiments fluviatiles épais comprenaient des dépôts de cours d'eau anastomosés dans les zones situées à proximité des régions sources (fig. 10-15). Une transgression au milieu du Frasnien est mise en évidence par l'établissement et la croissance d'une zone de récifs coralliens et à stromatoporoïdés sur la plate-forme continentale à proximité du nord-est de l'île Banks. Un soulèvement général à la fin du Frasnien a mis fin à cet intervalle stratigraphique.

Fin du Frasnien au milieu du Famennien

Cet intervalle comprend les roches les plus jeunes du prisme de sédiments clastiques. Les strates occupent la région axiale des synclinaux à des endroits très espacés entre l'est de la presqu'île Grinnell et le nord de l'île Banks. L'ensemble de ces dépôts est attribué à la Formation de Parry Islands, qui possède trois membres, ceux de Burnett Point, de Cape Fortune et de Consett Head. Trois faciès y sont reconnus; ils représentent des milieux de sédimentation de cours d'eau anastomosés, de cours d'eau méandriques et de plate-forme continentale. La partie supérieure de la Formation d'Okse Bay dans le col Yelverton est provisoirement mise en corrélation avec la Formation de Parry Islands, d'après sa lithologie et sa position stratigraphique.

Le contact basal de la Formation de Parry Islands est abrupt partout. En effet du grès caillouteux à grain grossier d'origine fluviale de cette formation recouvre des strates à grain beaucoup plus fin de plaine côtière ou de plate-forme marine. Embry et Klovan (1976, p. 587) ont interprété ce contact comme étant une discordance angulaire régionale.

Le membre inférieur de la Formation de Parry Islands, le Membre de Burnett Point, a une épaisseur maximale de 720 m et s'amincit vers le sud-ouest. Sa partie inférieure se compose principalement de dépôts de cours d'eau anastomosés, caractérisés par du grès caillouteux de grain fin à grossier et à stratification oblique (fig. 10-16). La partie supérieure contient des cycles à granoclassement normal constitués de grès dont la dimension des grains varie de très fine à moyenne, de siltstone, de shale et de charbon (dépôts de cours d'eau méandriques). Le contenu global en grès et la granulométrie diminuent vers le sud-ouest et vers le sommet de la coupe lithologique.

Le membre intermédiaire, appelé Membre de Cape Fortune, se compose surtout de grès de grain très fin à fin, de siltstone et de shale contenant des brachiopodes et des crinoïdes. D'origine épicontinentale, il a une épaisseur maximale de 250 m.

Le membre supérieur, appelé Membre de Consett Head, se distingue dans quelques rares affleurements seulement dans l'est de l'île Melville et dans l'île Byam Martin. Du grès blanc de grain fin à moyen constitue la lithologie prédominante, avec des quantités moins importantes de siltstone, de shale et de charbon. Ces strates se sont accumulées sur une plaine fluviodeltaïque.

Les grès de la Formation de Parry Islands se distinguent par leur contenu élevé en chert et en éléments lithiques qui dépasse habituellement le contenu en quartz. La quantité en chert semble diminuer vers l'est.

La partie supérieure de la Formation d'Okse Bay, qui est conservée dans des grabens(?) à proximité du col Yelverton, se compose principalement de grès caillouteux de grain fin à grossier avec une petite quantité de siltstone et de shale. Les strates ont jusqu'à 1 000 m d'épaisseur et se composent de dépôts de cours d'eau anastomosés.

Il est très difficile d'analyser les relations stratigraphiques de cet intervalle puisqu'il est très mal conservé. Le Membre de Burnett Point s'amincit et sa granulométrie décroît vers le sud-ouest (fig. 10-17), et son contact supérieur pourrait être transgressif au temps pour ainsi vieillir dans cette direction. Le Membre de Cape Fortune est très étendu, ce qui indique qu'une bonne partie de la plaine côtière a été submergée au cours du début du Famennien. Ce membre est très épais dans l'île Banks et contient des strates de plaine deltaïque inférieure qui sont partiellement équivalentes au Membre de Consett Head de l'île Melville.

Le contenu élevé en chert et en éléments lithiques de ces strates, les paléocourants orientés vers le sud-ouest et la granulométrie généralement croissante vers le nord-est, tous indiquent que la source principale se trouvait dans le nord de la zone mobile franklinienne. La teneur accrue en quartz à l'est semble indiquer que les régions du Bouclier à l'est ont également contribué des sédiments mais que leur importance a été inférieure à celle des montagnes septentrionales. Les strates à proximité du col Yelverton sont dérivées de l'érosion de roches siluriennes ou plus anciennes à l'est-sud-est (U. Mayr, communication personnelle, 1985 et chapitre 12E).

Une bonne partie de la plate-forme franklinienne s'est soulevée à la fin du Frasnien, probablement en réponse à des mouvements tectoniques au nord. La région a alors commencé à subsider et la mer a progressivement transgressé la plate-forme à partir du sud-ouest, de telle sorte que des conditions épicontinentales ont prédominé dans l'ensemble du bassin dès le début du Famennien (Membre de Cape Fortune). Plus tard, le rythme de sédimentation a encore dépassé celui de la subsidence et, en conséquence, la plaine côtière s'est étendue vers le sud-ouest (Membre de Consett Head) (fig. 10-18).

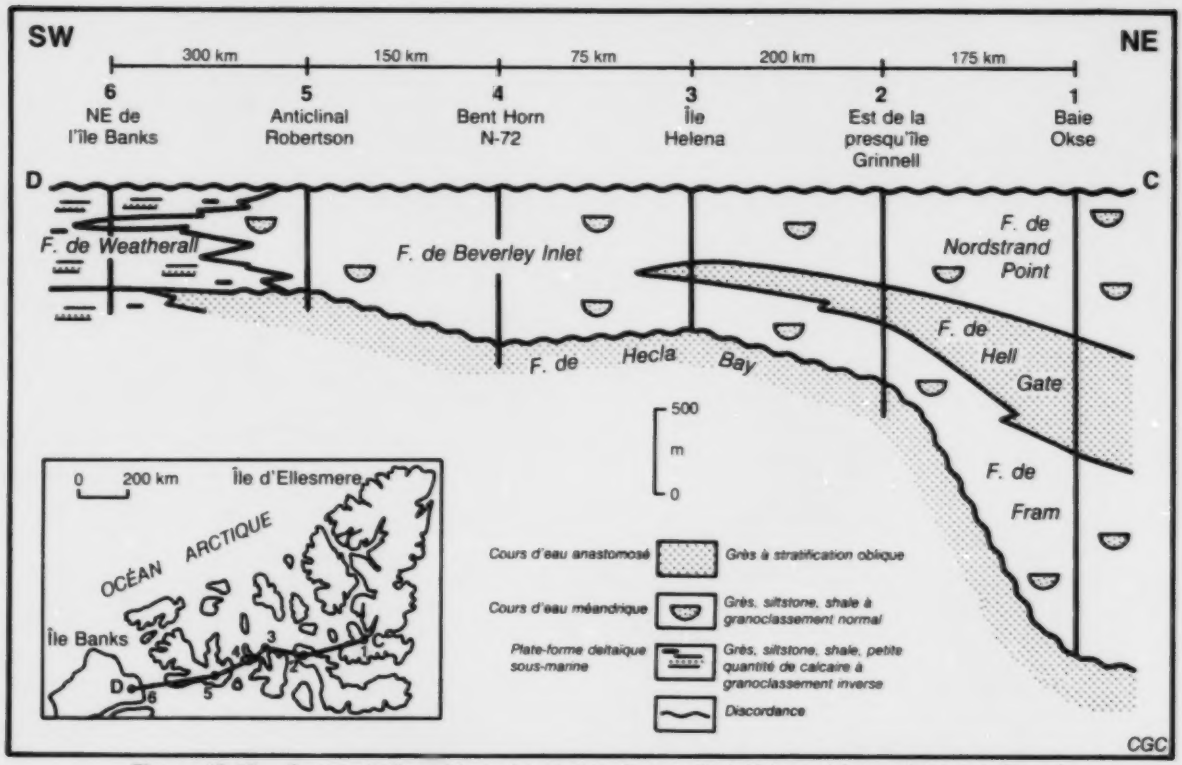


Figure 10-13. Coupe stratigraphique des strates de la partie inférieure à intermédiaire du Frasnien.

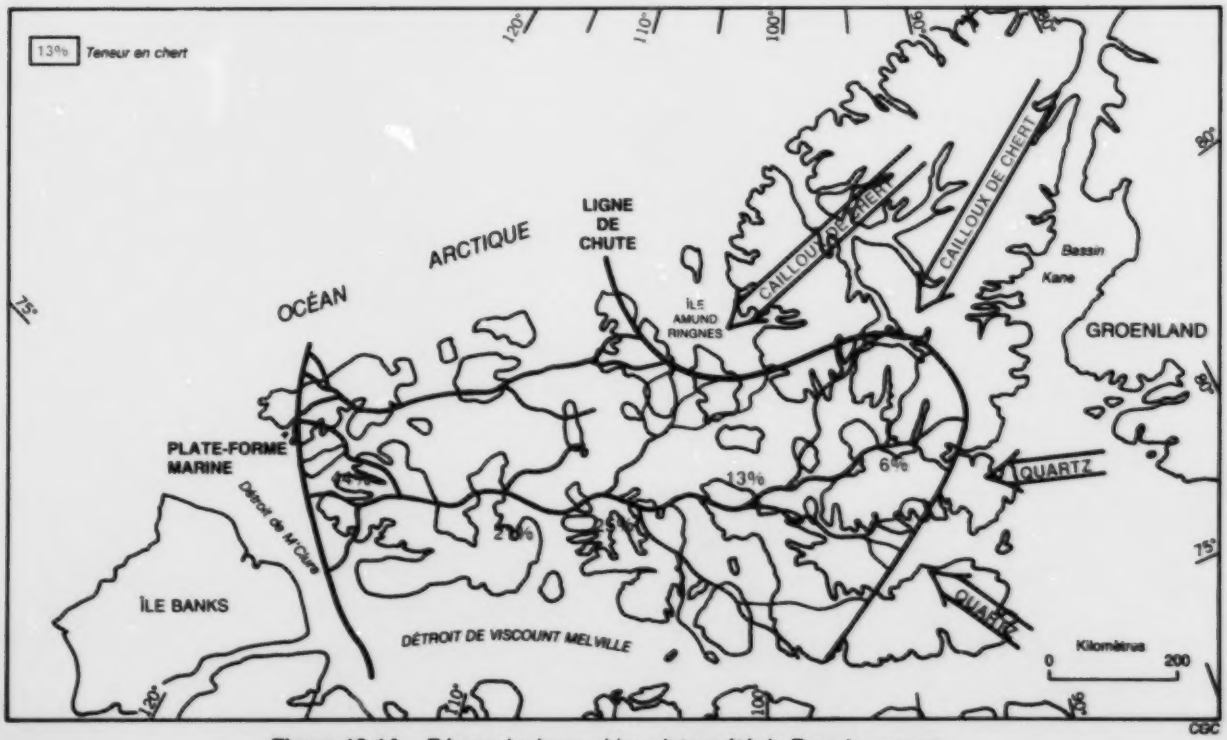


Figure 10-14. Réseau hydrographique interprété du Frasnien moyen.

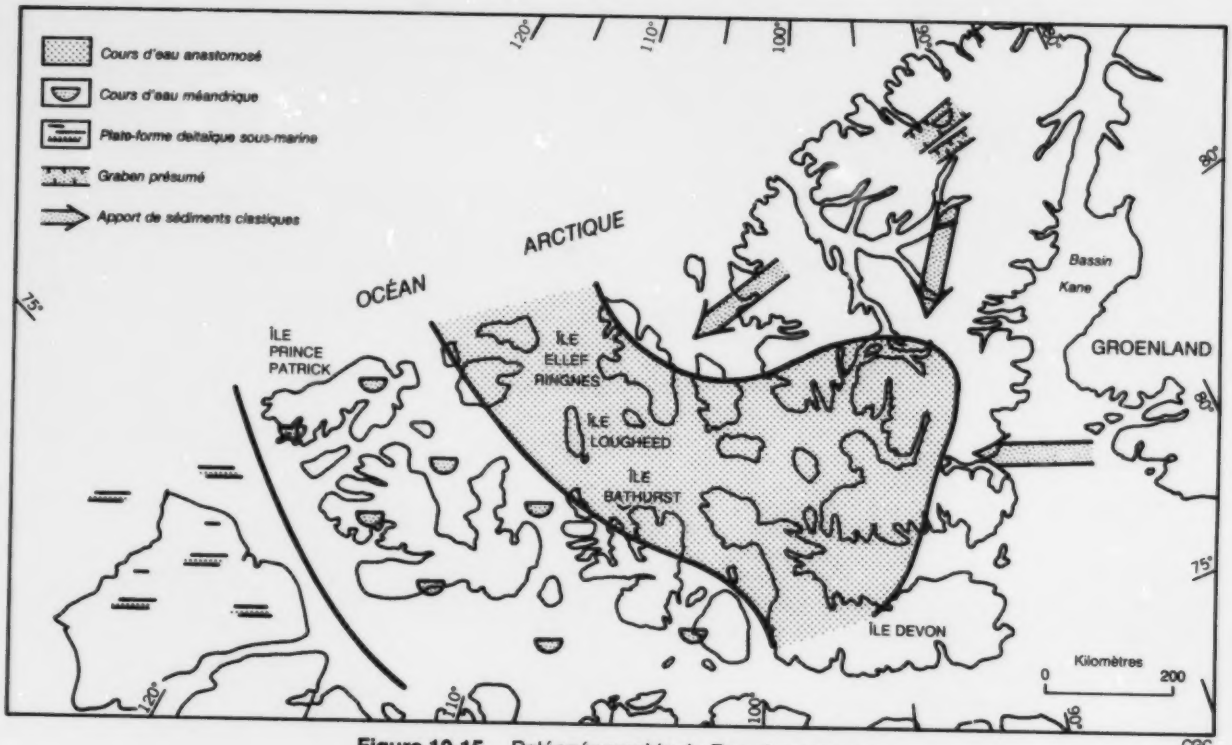


Figure 10-15. Paléogéographie du Frasnien moyen.

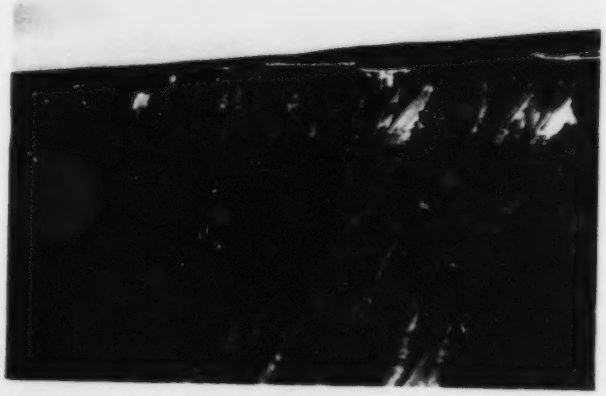


Figure 10-16. Grès blancs de la Formation de Parry Islands reposant en discordance sur la Formation de Weatherall, dans le nord-est de l'île Banks.

Fin du Famennien à Tournaisien

Des strates de la fin du Famennien au Tournaisien n'ont pas encore été reconnues dans les îles de l'Arctique, et l'histoire géologique de l'Arctique pendant cette période est donc relativement hypothétique. La présence de spores remaniées datant de la fin du Famennien au Tournaisien

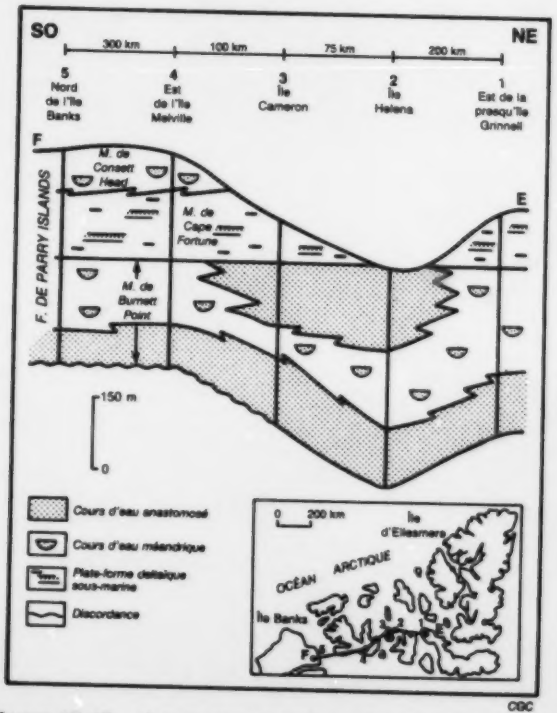


Figure 10-17. Coupe stratigraphique des strates de la partie inférieure à la partie intermédiaire du Frasnien.

dans les unités du Carbonifère supérieur et antérieures du bassin de Sverdrup (rapports palynologiques inédits) semble indiquer que les sédiments de cet âge étaient présents à l'origine mais qu'ils ont été érodés par la suite. Les données sur la maturation thermique des couches au sommet du prisme de sédiments clastiques et des strates immédiatement sous-jacentes au prisme permettent d'estimer l'épaisseur approximative de ces strates à divers endroits et donc de déterminer les profondeurs maximales de l'enfouissement.

Dans l'est de l'île Melville, une unité de charbon très près du sommet de la séquence clastique (Membre de Consett Head) donne un indice de réflectance de la vitrinite de 0,68, signe qu'elle a atteint sa maturité thermique (F.A. Goodarzi, communication personnelle, 1985). En supposant des valeurs normales pour le flux thermique, ce degré de maturité serait atteint à des profondeurs d'environ 2 500 à 3 000 m. Un tel enfouissement n'aurait pu être atteint qu'à la suite d'une sédimentation ayant duré de la fin du Famennien au Carbonifère précoce, car la région était en voie d'émergence pendant la majeure partie de la fin du Carbonifère au Tertiaire. Les strates immédiatement sous-jacentes au prisme de sédiments clastiques dans cette région ont atteint un état de maturité avancé (Powell, 1978), ce qui indique une profondeur d'enfouissement maximale, soit l'épaisseur maximale du prisme, de 7 000 à 8 000 m, confirmant ainsi l'estimation de l'épaisseur des strates érodées.

À l'est, dans le sud de l'île d'Ellesmere, les strates carbonatées sous-jacentes aux sédiments clastiques sont matures. Puisque l'épaisseur des sédiments clastiques conservés est semblable à l'épaisseur de ceux de l'est de l'île Melville, les strates de la partie supérieure du Famennien au Tournaisien devaient donc être moins épaisses à cet endroit (1 000 à 1 500 m). Dans l'ouest de l'île Banks, les strates sous-jacentes au prisme de sédiments clastiques ont subi une altération thermique poussée (présence de graphite [Crain, 1977]), indiquant que le prisme y a atteint son épaisseur maximale (8 000 à 10 000 m). L'épaisseur des sédiments clastiques conservés n'est que de 4 000 m, et les strates de la partie supérieure du Famennien au Tournaisien auraient donc pu atteindre 6 000 m d'épaisseur dans cette région.

Il est possible d'obtenir des renseignements sur la composition des strates de la partie supérieure du Famennien au Tournaisien dans l'est de l'île Melville, grâce aux données sur la composition de la Formation de Canyon Fiord; cette formation date du Carbonifère supérieur et comprend les premiers dépôts du bassin de Sverdrup dans cette région. Les strates se composent principalement de grès fin à grossier, riche en éléments de chert, et de conglomérats à cailloux de chert. Les cailloux de chert sont très fracturés et présentent des indices qui semblent indiquer qu'ils sont dérivés de strates déformées. Cependant, les données sur les paléocourants et l'analyse des faciès démontrent que les sédiments de la Formation de Canyon Fiord proviennent surtout du sud où il n'existe aucune strate déformée riche en chert. Les cailloux de chert proviennent probablement du remaniement de cailloux contenus dans les grès et les conglomérats caillouteux de la partie supérieure du Famennien au Carbonifère inférieur, lesquels provenaient de l'érosion de strates cherteuses déformées et soulevées au nord (fig. 10-19). En somme, les derniers sédiments qui se sont accumulés dans le bassin d'avant-pays ont formé dans la partie supérieur du Famennien au Tournaisien une séquence épaisse de sédiments clastiques à grain grossier provenant de cours d'eau ou de cône alluvial et dérivée des montagnes septentrionales. La zone de sédimentation maximale se trouvait à proximité de la partie ouest de l'île Banks.

Le prisme de sédiments clastiques a été soulevé et la partie proximale déformée au cours de l'étape finale de la déformation ellesmérienne, au Tournaisien. Depuis, les strates ont fait l'objet d'une érosion continuelle, sauf au cours des transgressions du Crétacé lorsque des mers peu profondes ont recouvert une bonne partie des îles de l'Arctique.

FACTEURS EXTERNES AGISSANT SUR LE PRISME DE SÉDIMENTS CLASTIQUES

Les principaux facteurs externes ont été la tectonique et le climat qui, ensemble, ont régi l'apport de sédiments.

Tectonique

Une activité orogénique s'est produite dans les parties septentrionales de la zone mobile à partir du Silurien tardif; toutefois, les sédiments dérivés de cette région (et de la partie nord des Calédonides) ont été emprisonnés dans un bassin d'eau profonde jusqu'au Dévonien précoce. Le bassin d'avant-pays (ou molasse) actuel a pris naissance lorsque la partie nord-est du bassin d'eau profonde a été comblée de sédiments ou soulevée, de sorte que les sédiments clastiques ont eu accès à la plate-forme franklinienne. Au même moment, l'épirogenèse a touché de vastes étendues du côté sud-est du bassin. La subsidence dans le bassin est probablement le résultat d'une charge tectonique sur sa marge nord-ouest et d'un poid sédimentaire dans le bassin lui-même.

Les trois intervalles stratigraphiques distincts qui constituent l'ensemble du prisme de sédiments clastiques sont interprétés par Embry (1988) comme reflétant des épisodes tectoniques majeurs dans la zone orogénique adjacente. Chaque intervalle a débuté par une subsidence accélérée très étendue qui était reliée au raccourcissement de la croûte et à la charge tectonique dans la zone mobile franklinienne. La discordance angulaire qui coiffe les intervalles stratigraphiques pourrait être le résultat d'un soulèvement de la croûte relié à l'érosion partielle de la charge tectonique ou à l'expansion d'un bourrelet périphérique.

La tectonique, étudiée dans les parties précédentes de ce chapitre, peut être résumée ainsi :

Début de l'Eifélien à la fin du Givétien. Les sédiments sont dérivés surtout du nord-est et du sud-est; la contribution de la partie nord de l'île d'Ellesmere et des environs est minime. Pendant cette période, le bassin d'avant-pays s'est rempli du nord-est au sud-ouest, plus ou moins parallèlement à son axe (fig. 10-20).

Début et milieu du Frasnien. L'accroissement soudain de l'apport de sédiments clastiques provenant de la partie nord de la zone mobile franklinienne indique une activité tectonique dans cette région. La subsidence du bassin d'avant-pays augmente généralement vers le

nord-est, et la plupart des sédiments se sont accumulés dans la plaine côtière adjacente aux régions sources alors que le rivage demeure relativement stable.

Fin du Frasnien au début du Famennien. Le soulèvement d'une bonne partie du bassin d'avant-pays à la fin du Frasnien a été suivi d'une subsidence qui progressait plus rapidement que l'apport de sédiments, de sorte qu'une transgression régionale s'est produite dès le début du Famennien. Les sédiments proviennent surtout des montagnes septentrionales et sont nettement plus grossiers que les sédiments antérieurs. Le remplissage du bassin est relié à des directions de courant sud perpendiculaires aux montagnes septentrionales mais parallèles à l'extension de la chaîne de montagnes au sud (fig. 10-20).

Fin du Famennien au début du Tournaisien. La séquence présumée de sédiments clastiques épais et grossiers témoigne du soulèvement continu de la zone orogénique et de la migration de la zone de sédimentation maximale vers le sud-ouest. L'étape finale du diastrophisme et la migration vers le sud-ouest du front de déformation ont probablement eu lieu pendant le Tournaisien et ont provoqué le soulèvement d'une grande partie du bassin d'avant-pays et la déformation des zones proximales. Les montagnes septentrionales ont été touchées par une tectonique d'extension pendant le Viséen, et sont devenues une zone de subsidence et de sédimentation (bassin de Sverdrup) plutôt qu'une zone de soulèvement et une région source.

CLIMAT

Le bassin d'avant-pays et ses régions sources étaient localisés dans une zone équatoriale pendant le Dévonien moyen et tardif (Embry et Klovan, 1976; Heckel et Witzke, 1979) et ont donc été influencés par un climat généralement humide. Le régime climatique était favorable à la production et au transport de sédiments clastiques, ce qui pourrait expliquer en partie l'énorme taille du prisme de sédiments clastiques. À titre de comparaison, le prisme est environ dix fois plus gros que le prisme de sédiments clastiques des «Catskill» du Dévonien moyen et supérieur, qui s'est accumulé dans un climat de type savanne dans un bassin d'avant-fosse, à l'ouest des Appalaches.

Les données sédimentaires indiquent qu'il y a eu trois demi-cycles, allant du type savanne à très humide (fig. 10-21). Le climat relativement aride au début de chaque demi-cycle a probablement été causé par des soulèvements dans les montagnes septentrionales, ainsi qu'en témoigne la coïncidence des changements climatiques très abrupts et des épisodes tectoniques.

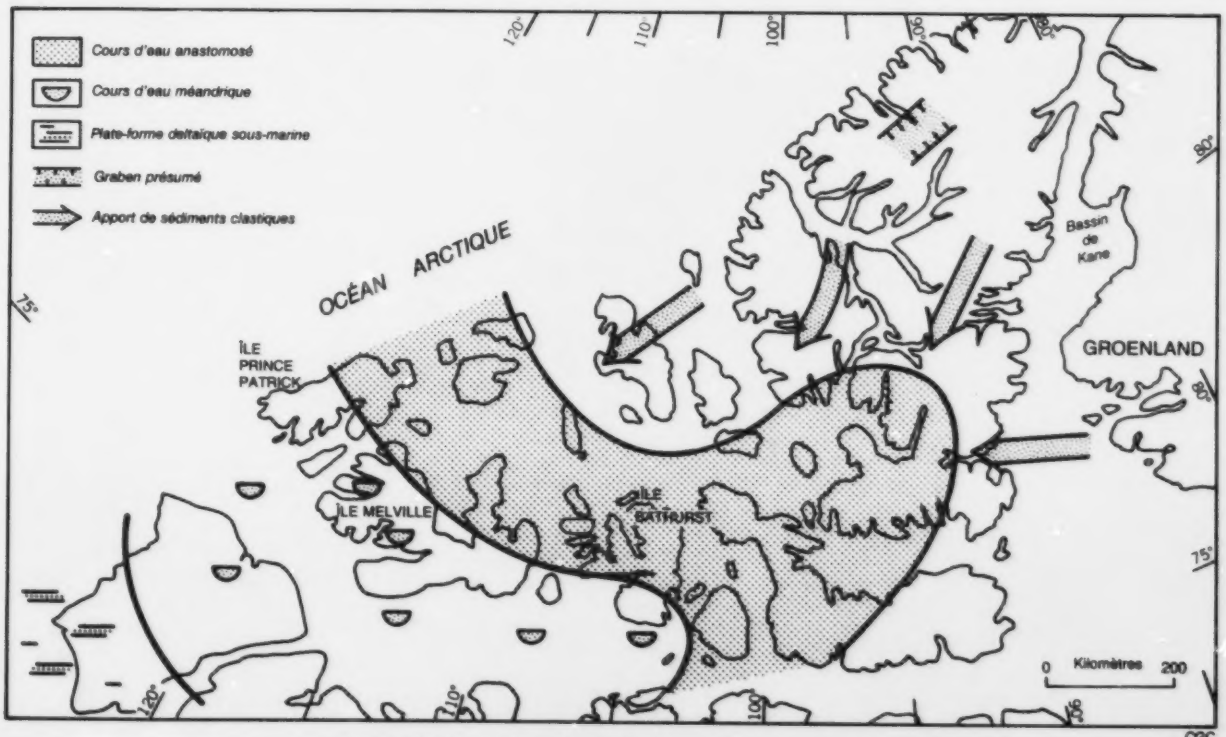


Figure 10-18. Paléogéographie du début du Famennien.

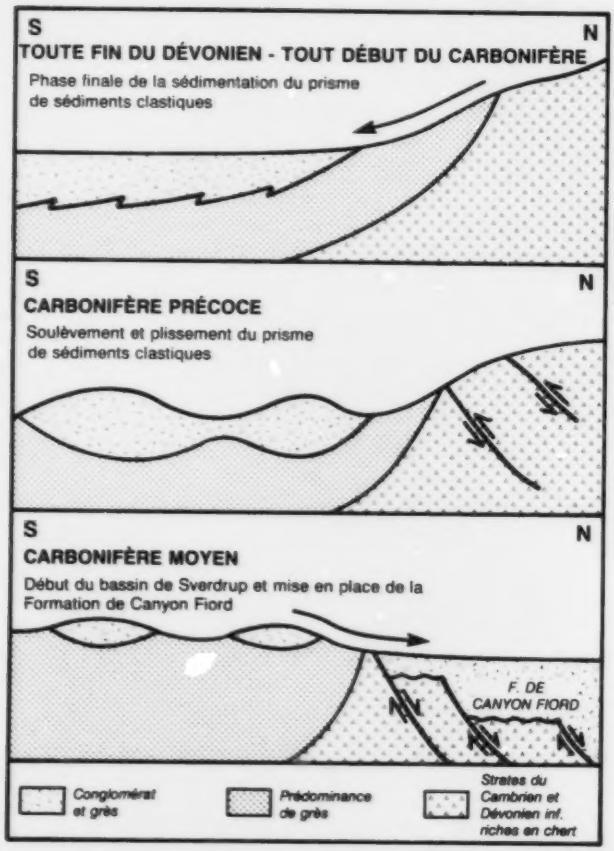


Figure 10-19. Source proposée des cailloux de chert de la Formation de Canyon Fiord du Carbonifère supérieur.

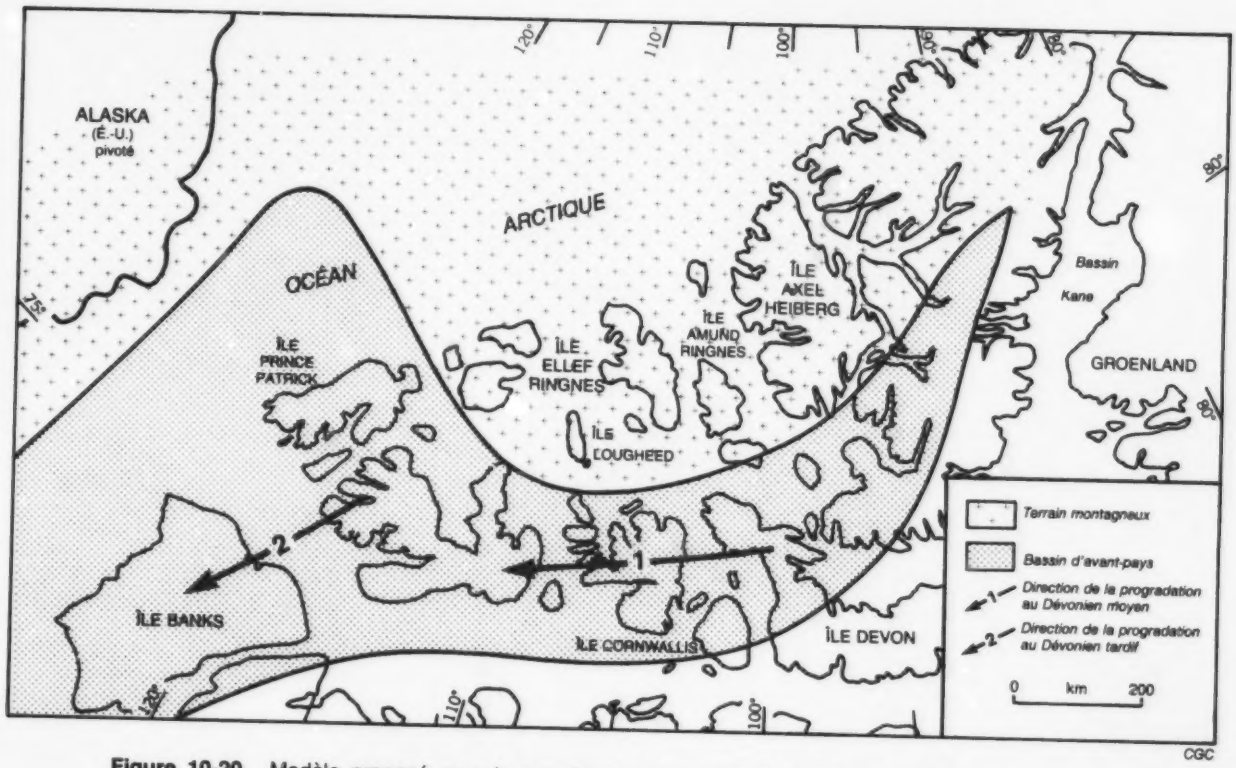


Figure 10-20. Modèle proposé pour le remplissage du bassin d'avant-pays du Dévonien moyen à supérieur. Reconstitution de la plaque tirée de Harland et al. (1984).

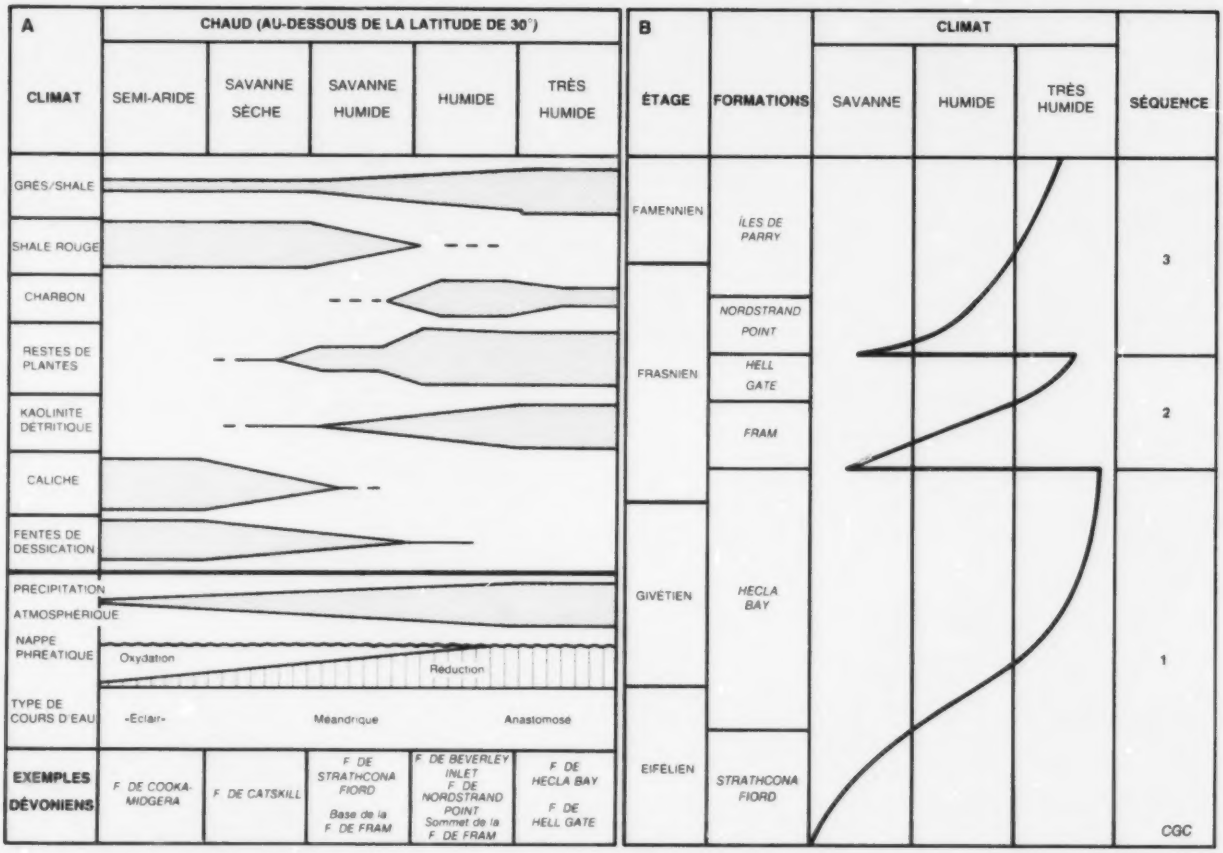


Figure 10-21. a) Variations climatiques et lithologiques dans les strates fluviatiles du Dévonien moyen à supérieur, archipel arctique. b) Changements climatiques, Dévonien moyen à supérieur.

RÉFÉRENCES

Chi, B.I. and Hills, L.V.
1976: Biostratigraphy and taxonomy of Devonian megaspores, Arctic Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 640-818.

Crain, E.R.
1977: Log interpretation in the High Arctic; in Transactions of the CWLS Sixth Formation Evaluation Symposium; Canadian Well Logging Society, p. S1-S32.

Embry, A.F.
1988: Middle-Upper Devonian sedimentation in the Canadian Arctic Islands and the Ellesmerian Orogeny; in Devonian of the World, N.J. McMillan, A.F. Embry and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 14, v. 2, p. 15-28.

Embry, A.F. and Klovan, J.E.
1971: A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 730-781.
1976: The Middle-Upper Devonian clastic wedge of the Franklinian Geosyncline; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 485-639.

Goodbody, Q.H.
1985: Stratigraphy, sedimentology and paleontology of the Bird Fiord Formation, Canadian Arctic Archipelago; unpublished Ph.D. thesis, University of Alberta, Edmonton, Alberta, 368 p.

Harland, W.B., Gaskell, B.A., Heafford, A.P., Lind, E.K., and Perkins, P.J.
1984: Outline of Arctic post-Silurian continental displacements; in Petroleum Geology of the North European Margin, A.M. Spencer (ed.); Norwegian Petroleum Society, p. 137-148.

Harrison, J.C., Goodbody, Q.H., and Christie, R.L.
1985: Stratigraphic and structural studies on Melville Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 629-637.

Heckel, P.H. and Witzke, B.J.
1979: Devonian world paleogeography determined from distribution of carbonates and related lithic paleoclimatic indicators; in The Devonian System, M.R. House et al. (ed.); The Paleontological Association of London, Special Papers in Paleontology, no. 23, p. 99-123.

Kerr, J.W.
1974: Geology of Bathurst Island Group and Byam Martin Island, Arctic Canada (Operation Bathurst Island); Geological Survey of Canada, Memoir 378, 152 p.

Mayr, U.
1980: Stratigraphy and correlation of Lower Paleozoic formations, subsurface of Bathurst Island and adjacent smaller islands, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 306, 50 p.

McGregor, D.C. and Camfield, M.
1982: Middle Devonian miospores from the Cape de Bray, Weatherall and Hecla Bay formations of northeastern Melville Island, Canadian Arctic; Geological Survey of Canada, Bulletin 348, 105 p.

McLaren, D.J.
1963: Goose Fiord to Bjorne Peninsula; in Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 310-338.

Powell, T.G.
1978: An assessment of the hydrocarbon source rock potential of the Canadian Arctic Islands; Geological Survey of Canada, Paper 78-12, 82 p.

Rice, R.J.
1982: Sedimentology of the Late Middle and Upper Devonian Okse Bay Group, southwestern Ellesmere Island: a progress report; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 79-82.
1985: Sedimentology of the Middle and Upper Devonian Okse Bay Group, southwestern Ellesmere Island and North Kent Island, Arctic Archipelago; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, Joint Annual Meeting, p. A51.
1987: The sedimentology and petrology of the Okse Bay Group (Middle and Upper Devonian) on S.W. Ellesmere Island and North Kent Island in the Canadian Arctic Archipelago; unpublished Ph.D. thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, 769 p.

Richardson, J.B. and McGregor, D.C.
1986: Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions; Geological Survey of Canada, Bulletin 364, 79 p.

Roblesky, R.F.
1979: Upper Silurian (Late Ludlovian) to Upper Devonian (Frasnian?) stratigraphy and depositional history of the Vendom Fiord region, Ellesmere Island, Canadian Arctic; unpublished M.Sc. thesis, Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, Calgary, Alberta, 230 p.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1962: Banks, Victoria and Stefansson Islands, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 330, 85 p.

Tozer, E.T. and Thorsteinsson, R.
1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 332, 242 p.

Trettin, H.P.
1978: Devonian stratigraphy, west-central Ellesmere Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 302, 119 p.

Adresse de l'auteur

Ashton F. Embry
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Imprimé au Canada

Chapitre 11

DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME DU DÉVONIEN AU CARBONIFÈRE PRÉCOCE DANS LE GROENLAND SEPTENTRIONAL

A. Déformation *N.J. Soper et A.K. Higgins*

B. Métamorphisme *A.K. Higgins et N.J. Soper*

Références

Chapitre 11

DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME DU DÉVONIEN AU CARBONIFÈRE PRÉCOCE, DANS LE GROENLAND SEPTENTRIONAL

A. DÉFORMATION

N.J. Soper et A.K. Higgins

INTRODUCTION

Tel qu'il a été souligné antérieurement (chapitres 7 et 8), la sous-province sédimentaire du bassin franklinien d'eau profonde (fosse de Hazen) s'étend vers l'est à partir de l'archipel arctique canadien (chapitre 8C) jusque dans le Groenland septentrional (chapitre 7); en outre, les impulsions de la déformation qui ont touché le secteur canadien (zone de plissement de Hazen) au cours du Silurien tardif ou du Dévonien au Carbonifère précoce (chapitre 12) se sont également étendues au Groenland pour produire une zone mobile à orientation est-ouest, qui est traditionnellement connue sous le nom de zone de plissement de North Greenland. Cette zone a une largeur exposée maximale de 100 km sur la côte nord du Groenland et est bordée au sud par la séquence de plate-forme faiblement déformée, correspondant à la partie inférieure du Paléozoïque, qui est décrite au chapitre 7.

La figure 11-1 montre plusieurs zones tectoniques distinctes trouvées dans la zone de plissement, et la figure 11-2 illustre la relation spatiale entre ces zones et la géométrie du bassin d'eau profonde (fosse de Hazen). Une zone de plissement et de chevauchement au sud coïncide avec une région de transition entre la plate-forme et la fosse pendant une grande partie du Cambrien et de l'Ordovicien. Elle est bordée au sud par le linéament du fjord Navarana, qui représente la position qu'avait atteinte la marge de la plate-forme en retrait au Silurien précoce. La zone sud, dont le style structural est celui d'une zone de plissement et de chevauchement de couverture, a une orientation approximativement est-ouest et une vergence sud.

Une zone orthotectonique nord s'est formée là où se trouve la cuvette avec son remplissage épais de turbidites principalement du Cambrien inférieur. Elle comprend les régions montagneuses de la Johannes V. Jensen Land et de la Nansen Land, ainsi que les îles adjacentes le long de la côte nord. Le style structural est de type orthotectonique, soit caractérisé par des déformations polyphasées et un métamorphisme dont l'intensité augmente vers le nord. Les plis sont droits dans le sud de cette zone, mais au nord, ils deviennent progressivement plus serrés et plus couchés, avec une vergence nord (voir la coupe transversale à la figure 3A, en pochette).

Une région caractérisée par un changement de la vergence sépare les zones nord et sud. Cette zone de divergence coïncide également avec un changement prononcé du niveau stratigraphique des roches exposées à la surface actuelle. Au nord, dans la zone orthotectonique à l'endroit de la cuvette, il y a affleurement de roches du Cambrien inférieur (sauf par endroits dans une dépression plongeante au centre de la Johannes V. Jensen Land), alors qu'au sud, en travers la zone de plissement et de chevauchement et des parties adjacentes de la plate-forme, on trouve surtout des roches du Silurien inférieur, sauf aux endroits où des strates plus anciennes affleurent dans le coeur des anticlinaux et à la partie inférieure des chevauchements. La zone de divergence (voir plus loin) est interprétée comme étant la zone de racines des chevauchements de couverture à vergance sud. Le long de cette zone, la séquence déformée de la cuvette a été déplacée vers le haut et vers le sud, au-dessus de la marge de la plate-forme.

Dans le sud de la Nansen Land, la zone de divergence occupe une cluse mal exposée qui est creusée dans des mudstones du Cambrien inférieur (mudstones de Frigg Fiord du Groupe de Polkorridoren). À l'ouest, la zone divergente est masquée par la partie externe du fjord J.P. Koch (fig. 1 et 2, en pochette); en revanche, quelques-unes des structures complexes qui se sont formées immédiatement au sud de la zone de racines sont exposées à l'est, au Kap Bopa (voir la coupe transversale à la figure 3A, en pochette). Plus à l'est, dans l'Admunsen Land (fig. 1, 2), la zone de divergence s'élargit et est caractérisée par la présence de chevauchements imbriqués, qui répètent les strates sus-jacentes aux mudstones de Frigg Fiord et qui s'y enracinent probablement. Les chevauchements imbriqués ont des tracés curvilignes et des directions de vergence «anormales» orientées entre l'ouest et le sud. Encore plus loin à l'est, le long de la partie externe du fjord Frederick

Soper, N.J. et Higgins, A.K.
1991: Déformation; dans chap. 11 (Déformation et métamorphisme du Dévonien au Carbonifère précoce, Groenland septentrional) de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

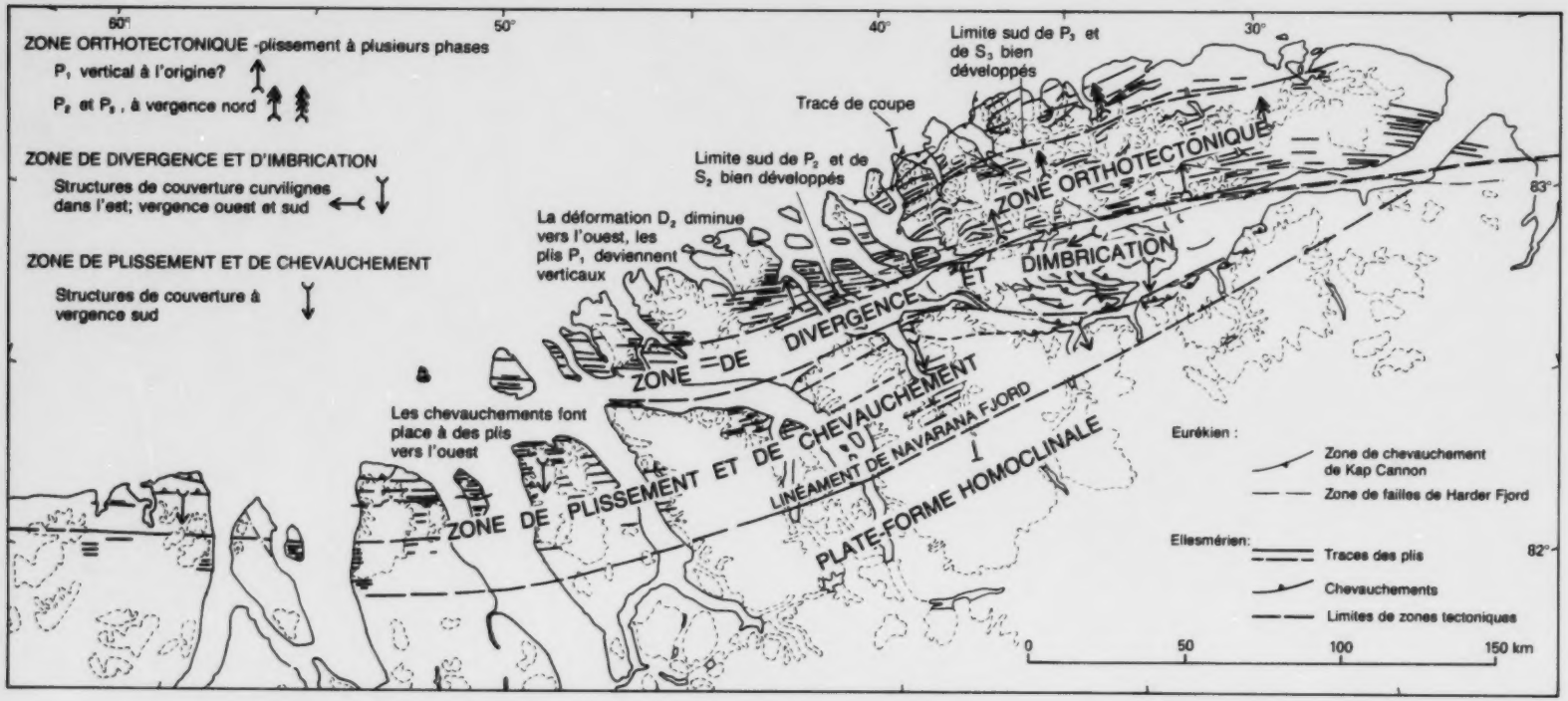


Figure 11-1. Zones tectoniques de la zone de plissement de North Greenland. Les noms de lieux utilisés dans le texte sont donnés à la figure11-2. Coupe transversale en pochette (fig. 3A).

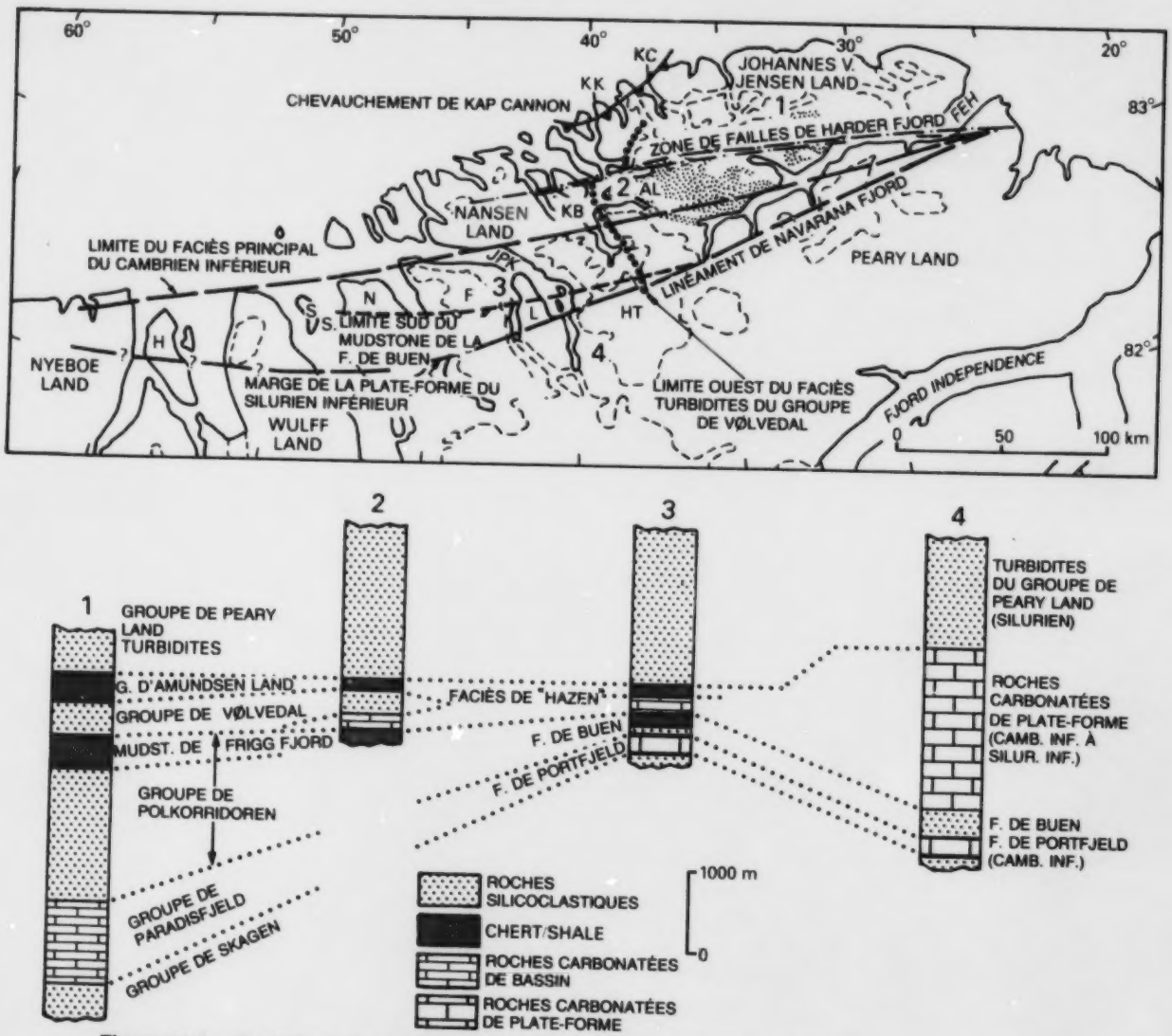


Figure 11-2. Contrôle stratigraphique des zones tectoniques (voir la fig. 11-1). Les numéros 1, 2, 3 et 4 indiquent les emplacements approximatifs des colonnes stratigraphiques figurant au bas de la carte. Pour plus de renseignements sur les limites de faciès, se reporter au chapitre 7. AL: Amundsen Land, F: Freuchen Land, FEH: Frederick E. Hyde Fjord, H: Hendrick Ø, HT: Hans Tavens Iskappe, JPK: J.P.Koch Fjord, KB: Kap Bopa, KC: Kap Cannon, KK: Kap Kane, L: Lauge Koch Land, N: Nares Land, S: Stephenson Ø.

E. Hyde (fig. 1, 2), la zone de divergence se rétrécit et coïncide approximativement avec la zone de failles tardive (Tertiaire) de Harder Fiord.

L'âge de la déformation est donné par des strates du Wenlockien moyen et du Carbonifère tardif, respectivement, dans la zone orthotectonique nord, et par des strates de la toute fin du Silurien (fin du Pridolien) et du Quaternaire, respectivement, dans la zone sud de plissement et de chevauchement. Dans l'archipel arctique, le terme d'orogenèse ellesmérienne *sensu stricto* désigne la déformation terminale de la zone mobile franklinienne au Dévonien tardif-Carbonifère précoce (chapitres 4, 12). Cet événement généralisé a presque certainement influé sur la zone de plissement de North Greenland. De plus, la zone de plissement de Clements Markham et(?) la partie nord-ouest de la zone de plissement de Hazen (chapitre 12B) semblent avoir été déformées au Silurien tardif-Dévonien précoce et la zone de plissement de Hazen, au Givétien ou début du Frasnien, ou les deux. La présence de sédiments clastiques syntectoniques dans certaines parties de la zone de plissement de Clements Markham témoigne des mouvements givétiens-frasniens (chapitres 10, 12E). Il est

impossible de savoir si la zone orthotectonique de la zone de plissement de North Greenland a également été touchée par ces mouvements, car il n'existe aucune strate du Dévonien dans cette région.

ZONE SUD DE PLISSEMENT ET DE CHEVAUCHEMENT DE COUVERTURE

Cette description est fondée principalement sur la partie centrale de la zone, entre la Wulff Land et l'ouest de la Peary Land, et sur toutes les données pertinentes recueillies jusqu'en 1985 (Soper et Higgins, 1985). La séquence est plus mince que celle de la plate-forme, au sud, ou que celle de la cuvette, au nord, et moins de 2 km de sédiments cambro-ordoviciens affleurent sous les turbidites siluriennes. La séquence est stratifiée, et la compétence des horizons de mudstone peu résistants (mudstones de Frigg Fiord et shales de Buen équivalents) fait nettement contraste avec celle des roches carbonatées et les brèches des flots de débris plus résistants de la Formation de Portfjeld de la séquence de bassin et talus à faible remplissage sédimentaire du Cambrien et Silurien inférieur (équivalent de la Formation de Hazen dans le nord de l'île d'Ellesmere). Certaines des unités de compétence intermédiaire sont très laminées, par exemple les cherts et les mudstones dolomitiques de la séquence de bassin et talus à faible remplissage sédimentaire.

La déformation s'exprime par des plissements et des chevauchements classiques, avec des plis par flexure situés au-dessus des rampes de chevauchement. Le calcul des profondeurs du décollement indique la présence de décollements majeurs le long des horizons ductiles mentionnés ci-dessus, avec par endroits des surfaces de charriage le long des unités de shale dans les turbidites siluriennes et peut-être un niveau de décollement encore plus profond (à quelque 2,5 km sous le niveau marin au sud du fjord J.P. Koch), qui pourrait représenter le sommet du socle cristallin.

La figure 3A est une coupe nord-sud en travers de l'ensemble de la zone de plissement entre le Kap Cane, au nord, et la Hans Tavens Iskappe, au sud (la ligne de coupe est donnée à la figure 11-1). La limite sud de la déformation est située quelques kilomètres au nord de la marge de la plate-forme du Silurien inférieur, au dans un «synclinal terminal» où les turbidites à faible pendage nord sont brusquement redressées. Au nord, une paire d'anticlinaux se trouvent là où une rampe fait remonter à travers la séquence cambro-ordovicienne le décollement de base qui est situé dans la Formation de Buen, soit probablement à l'endroit où il y a un changement de faciès de la séquence de bassin et talus à faible remplissage sédimentaire aux roches carbonatées de plate-forme. Le synclinal terminal peut être retracé vers l'ouest, tout en étant décalé en échelons vers le nord. Sa position pourrait fournir la meilleure indication de la position occupée par la marge de la plate-forme à compter du milieu du Cambrien précoce jusqu'au tout début du Silurien, dans les régions où les roches plus anciennes sont masquées par une couverture continue de turbidites siluriennes.

Au nord, les turbidites siluriennes contiennent des exemples de plis asymétriques à petite ou moyenne échelle et à regard sud, qui deviennent des chevauchements reliés au même décollement basal qui se trouve, à cet endroit, dans les mudstones de Frigg Fiord. Le déplacement total le long de ce secteur ne dépasse pas 7,5 km. Une surface de décollement plus profonde pourrait être présente sous la Formation de Portfjeld, ce qui expliquerait l'inclinaison sud générale de la zone de couverture décollée telle qu'indiquée dans la coupe transversale.

Cette dernière illustre aussi la structure complexe à Kap Bopa, à la limite sud de la zone de divergence. Cette structure complexe, une fois restaurée, donne un déplacement de 13 km et implique à la fois le rétrocharriage et le replissement. Une interprétation de la structure envisage des chevauchements vers le sud, en direction de la plate-forme, avec de profonds décollements qui se sont terminés en subsurface dans des chevauchements non émergents sous la séquence cambro-ordovicienne qui s'épaissit vers le sud, suivis par une onde de compression ultérieure à propagation vers le sud, qui est à l'origine d'un rétrocharriage et d'un replissement au Kap Bopa. Cette dernière déformation serait reliée aux structures D2 trouvées dans la zone orthotectonique nord, et le Kap Bopa pourrait donc marquer la limite sud du replissement P2.

Au nord du Kap Bopa, les chevauchements sont enracinés dans la zone de divergence, que délimite une zone de 8 km de largeur de mudstones de Frigg Fiord largement masqués. Les mudstones sont probablement imbriqués, mais le déplacement ne dépasse pas nécessairement quelques kilomètres. Le déplacement total vers le sud le long du chevauchement majeur de base, intégré dans toute la zone de couverture, est évalué à entre 20 et 25 km. Ce décollement doit se prolonger vers le nord à un niveau peu profond (dans les strates du Cambrien inférieur) sous la zone orthotectonique, où il y a amortissement du mouvement entre plusieurs plis P, absorbant le raccourcissement dans cette région (Soper et Higgins, 1987).

À l'ouest, des plis et des chevauchements semblables se manifestent dans la partie interne du fjord J.P.Koch, et dans la Freuchen Land, la Nares Land, la Stephenson Ø et la Wulff Land (fig. 11-1, 11-3, et fig. 1 et 2). La zone rétrécit vers l'ouest et, dans cette direction, les plis deviennent plus importants que les chevauchements. Les plis sont disposés en échelons et les chevauchements transfèrent le déplacement d'un pli à l'autre. Dans le nord de la Nyeboe Land, la structure est dominée par un monoclinal simple faisant face au sud, dont le flanc vertical a quelque 5 km de largeur. Le pli montre des strates du Cambrien inférieur au nord et du Silurien au sud, et il a donc le même effet que la zone de divergence, soit de décaler la stratigraphie en échelons vers le sud. Comme le montre la figure 11-2, la marge de la plate-forme au Cambrien précoce et au Silurien précoce convergent dans cette région, phénomène qui a eu pour effet de concentrer la déformation en une seule grande structure. Le flanc vertical forme une zone très inclinée et de plus en plus étroite qui peut être retracée vers l'est jusqu'à la partie interne du fjord J.P.Koch, mais les plis individuels qui lui sont associés sont discontinus.

ZONE ORTHOTECTONIQUE NORD

Cette zone s'est formée dans la séquence clastique épaisse de la partie est de la cuvette, et les turbidites silicoclastiques et calcareuses des groupes de Polkorridoren et de Paradisfjeld du Cambrien inférieur y affleurent presque exclusivenent. La présence de petites buttes-témoins indique que la séquence épaisse de turbidites siluriennes a probablement recouvert toute la zone, et il existe à l'est un

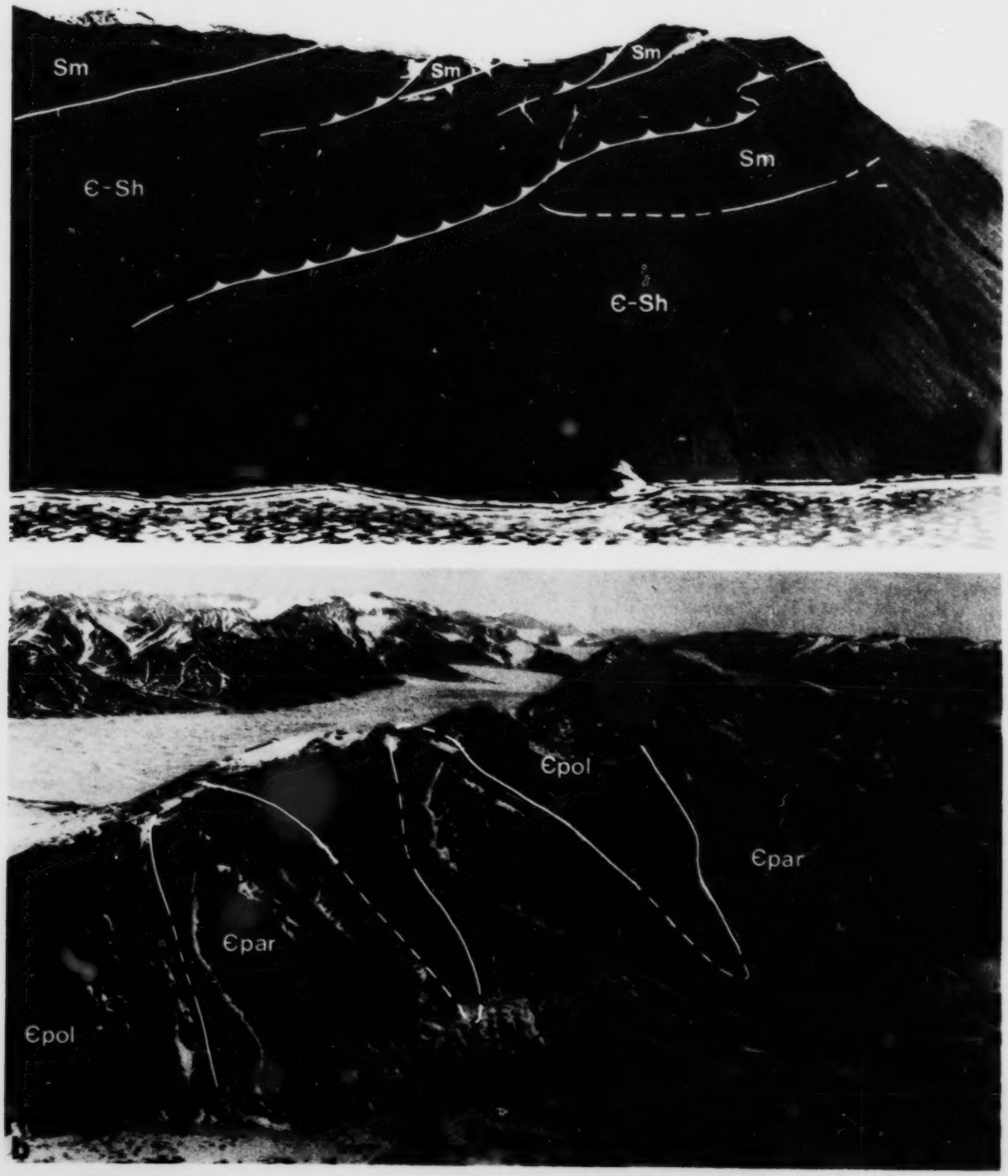


Figure 11-3. Exemples de structures de la zone sud de plissement et de chevauchement: a) chevauchements imbriqués répétant le contact entre la séquence de talus et bassin à faible remplissage sédimentaire (Є-Sh) et le Groupe de Peary Land (Sm), à l'intérieur du fjord J.P.Koch; b)séries de plis P1 déversés vers le nord dans l'est de la Nansen Land, délimités par le contact entre le Groupe de Paradisfjeld (Єpar, teinte claire) et le Groupe de Polkorridoren (Єpol).

autre réseau de cônes à turbidites qui date du Cambrien (Groupe de Vølvedal) (fig. 11-2). L'ensemble de la séquence exposée, y compris les sédiments clastiques basals du Groupe de Skagen, a plus de 7 km de longueur.

Des structures attribuables à trois épisodes tectoniques ont été reconnues dans la **partie est** de la zone orthotectonique, dans la Johannes V. Jensen Land (Dawes et Soper, 1973, 1979; Higgins et al., 1985). Les principaux plis des trois épisodes sont effectivement coaxiaux et ont une orientation est-ouest et un plongement faible (fig. 11-1). Les plis P1 prédominent dans la partie sud de la zone, immédiatement au nord de la zone de failles de Harder Fjord. Ils sont droits, sans clivage, et développés dans des roches peu recristallisées. Au nord, les plis P2 sont superposés aux plis P1. Ils sont tous déversés vers le nord et présentent un clivage par dissolution-cristallisation (S2) axial aux plis qui recoupe transversalement les plans axiaux des plis P1. La déformation D2 s'intensifie vers le nord et impose une vergence nord aux plis P1 (fig. 11-3). Le degré de métamorphisme augmente vers le nord et la fabrique S2 devient pénétrante dans bon nombre des lithologies. Finalement, les plis P1 et P2 deviennent isoclinaux, les deux familles se confondant et ayant une forte vergence nord. Près de la côte nord, où le degré de métamorphisme augmente jusqu'au sous-faciès inférieur des amphibolites, des plis de troisième génération sont superposés à la schistosité S2 et au rubanement métamorphique. Ils ont également une vergence nord et une schistosité de crénulation S3, dont le pendage sud est plus abrupt que celui de la fabrique S2.

Dans la **partie ouest** de la zone orthotectonique, dans la Nansen Land et les îles adjacentes, la déformation D1 a produit une série spectaculaire de plis P1 (fig. 11-3), tandis que la déformation D2 est faible et diminue vers l'ouest (Friderichsen et Bengaard, 1985). Le long de la ligne du profil structural du centre, les plis P1 ont une faible vergence nord et la fabrique S2 est faible. Dans l'extrême ouest de la Nansen Land, les plis P1 sont effectivement droits et les structures D2 sont absentes. Le phénomène curieux observé dans la Johannes V. Jensen Land, soit le déversement des structures vers le nord, c'est-à-dire de la plate-forme vers la zone interne, est manifestement un phénomène local lié à l'intensité des épisodes tardifs de déformation dans cette région.

ZONE DE DIVERGENCE ET D'IMBRICATION

La zone de divergence s'élargit vers l'est jusque dans l'Amundsen Land où un style tectonique particulier s'est développé dans les strates sus-jacentes aux mudstones de Frigg Fiord (Pedersen, 1980, 1986). La structure est caractérisée par des chevauchements imbriqués qui s'enracinent dans les mudstones et qui ont une direction curviligne anormale, convexe vers le sud-ouest (fig. 11-1). La configuration peut être due en partie au replissement des chevauchements, mais il s'agit aussi sans doute d'un phénomène primaire qui indique vraisemblablement un déplacement vers l'ouest et le sud-ouest. Dans le sud de cette région, les chevauchements deviennent parallèles aux structures est-ouest de la zone de plissement et de chevauchement décrite ci-dessus et présentent une vergence sud.

Diverses interprétations ont été proposées pour cette région problématique, y compris des conjectures quant à sa nature allochtone, qui la relient aux Calédonides du Groenland oriental et au nord de l'île d'Ellesmere (Håkansson et Pedersen, 1982; Pedersen, 1986; voir aussi le chapitre 16). Cependant, la stratigraphie est la même que celle de la région environnante, et n'est donc pas de nature allochtone. Il faut en interpréter la structure dans le contexte de la direction de compression régionale, qui est nord-sud. Deux points importants sont à retenir: les structures anormales sont situées au-dessus de la zone de divergence, ce qui implique un raccourcissement considérable du profil en profondeur; en outre, la ductilité des mudstones de Frigg Fjord est très différente de celle des turbidites sus-jacentes du Groupe de Vølvedal, ce qui laisse supposer que l'imbrication a commencé à ce contact. L'interprétation retenue par les auteurs est celle d'un raccourcissement nord-sud de quelque 20 km contre la marge abrupte de la plate-forme du Silurien inférieur (linéament du fjord Navarana), qui a une orientation oblique ouest-sud-ouest dans cette région (fig. 11-1, 11-2). Cette compression en profondeur a donné lieu à une imbrication intense des turbidites du Groupe de Vølvedal, et l'obliquité de la marge de la plate-forme a provoqué une composante de déplacement vers l'ouest. Les structures à vergence ouest sont complètement détachées des structures sous-jacentes, au niveau des mudstones de Frigg Fiord.

ANALYSE

Très peu est connu du contexte géotectonique de la zone de plissement de North Greenland, et il est impossible d'en faire une synthèse. Toutefois, certains faits sont connus. La présence de xénolites de gneiss dans les dykes et les roches volcaniques de la Johannes V. Jensen Land montre que le fond du bassin d'eau profonde était constitué de croûte continentale au Crétacé tardif. Cela veut donc dire que la partie sud de la succession d'eau profonde a dû être de nature ensialique (Higgins, 1986; Parsons, 1981). Le raccourcissement supracrustal semble être trop faible pour appuyer l'hypothèse alternative selon laquelle il a été structuralement charrié sur le socle sialique au cours du Silurien tardif ou du Dévonien. Aucune étude n'a été consacrée spécifiquement à l'histoire de la subsidence qui semble être reliée, dans son sens le plus simple, au modèle de distension de la lithosphère de McKenzie (1978). Ce modèle prévoit une période de subsidence rapide et une sédimentation clastique épaisse au cours du Cambrien précoce, suivie par une longue période d'expansion du bassin jusqu'au Llandovérien tardif (Silurien précoce), lorsque le bassin et la plate-forme adjacente ont été envahis par des turbidites dérivées des Calédonides du Groenland oriental qui se soulevaient (Hurst et al., 1983). Au Groenland, il n'existe aucun indice d'une marge septentrionale du bassin; en outre les roches volcaniques et plutoniques reliées à la subduction y sont absentes, tout comme dans la partie adjacente stratigraphiquement apparentée, du nord de l'île d'Ellesmere (sous-province sédimentaire du bassin d'eau profonde ou zone de plissement de Hazen).

La compression nord-sud subséquente de la cuvette, contemporaine de l'orogenèse ellesmérienne (et probablement d'événements antérieurs), s'est effectuée en trois vagues qui se sont propagées vers le sud. La première

vague a produit des plis par flexure droits qui affectent les sédiments de la cuvette; un décollement situé à proximité de la marge de la plate-forme du Cambrien inférieur; et, la zone sud de plissement et de chevauchement de couverture. Cette dernière s'arrête juste avant d'atteindre la marge de la plate-forme du Silurien inférieur. Une deuxième vague de déformation a produit les structures D2 de la zone orthotectonique dont la forte vergence vers le nord témoigne d'un sous-charriage vers le sud. Cette vague s'est propagée au sud jusqu'à la zone de divergence, qu'elle a d'ailleurs produite, et a provoqué les rétrocharriages au Kap Bopa et le replissement des structures imbriquées de l'Amundsen Land. Une phase ultérieure du sous-charriage vers le sud a produit les structures D3 reconnues dans l'extrême nord de la Johannes V. Jensen Land. On ne connait toujours pas la cause de ce sous-charriage, dont les effets sont limités à la partie est de la zone de plissement de North Greenland.

B. MÉTAMORPHISME

A.K. Higgins et N.J. Soper

INTRODUCTION

La déformation du Silurien tardif ou Dévonien au Carbonifère précoce survenue dans la zone de plissement de North Greenland a été accompagnée de métamorphisme, dont le degré s'accroît vers le nord de pair avec l'augmentation de l'intensité de la déformation. Le métamorphisme n'a touché que les sédiments de la cuvette d'eau profonde de la partie inférieure du Paléozoïque. Dans les affleurements les plus au sud des sédiments de la cuvette, les roches n'ont pas été métamorphisées et conservent leurs textures détritiques intactes; en revanche, dans l'extrême nord, le degré de métamorphisme atteint le sous-faciès inférieur des amphibolites et les roches sont complètement recristallisées. Ces variations métamorphiques ont déjà été décrites par Dawes et Soper (1973, 1979), Dawes (1976) et Higgins et al. (1985) comme représentant des zones tectonométamorphiques; le présent rapport et la figure 11-4 sont fondés sur l'étude de nouvelles collections de roches. Les changements progressifs du degré de métamorphisme permettent de distinguer une séquence de zones métamorphiques à orientation approximativement est-ouest (fig. 11-4) qui s'étendent plus ou moins parallèlement aux zones tectoniques.

ZONE A

La zone la plus méridionale coïncide avec la partie sud de la zone de plissement et de chevauchement (fig. 11-1) et aux strates de plate-forme non plissées au sud. En lame mince, les textures sont détritiques et n'ont presque pas été déformées ou recristallisées. Cependant, les analyses de géochimie organique effectuées dans le cadre d'études des roches mères d'hydrocarbures (Christiansen et al., 1985; chapitre 12B) montrent que la maturité augmente vers le nord, en même temps que l'indice d'altération thermique; la frontière septentrionale de la zone correspond approximativement à la limite entre les roches thermiquement matures et les roches rendues thermiquement à un état de maturité avancé. Des études de l'altération thermique des conodontes (J.S. Peel, communication personnelle, 1985) attestent également des hausses de la température vers le nord dans toute la zone. Aucune étude n'a été faite pour déterminer s'il est possible de reconnaître le faciès à zéolites ou à prehnite et pumpellyite dans la zone A; de plus, aucune étude n'a été entreprise de la cristallinité de l'illite.

ZONE B

Cette zone correspond à la partie nord de la zone de plissement et de chevauchement de couverture, et à la majeure partie de la zone de divergence et de la zone d'imbrication de la zone de plissement (fig. 11-1). La limite sud de la zone B est définie par l'apparition d'un clivage espacé du type dissolution-cristallisation dans les lithologies silteuses, mais souvent pénétratif dans les roches pélitiques. En lame mince, les textures sont essentiellement détritiques, bien qu'il existe certaines indications d'une recristallisation de la matrice, et dans les roches pélitiques, du matériel sériciteux produit par métamorphisme prograde est souvent aligné parallèlement au clivage. Les analyses de géochimie organique associées à l'étude des roches mères d'hydrocarbures indiquent que les roches de cette zone sont rendues thermiquement à un état de maturité avancé (Christiansen et al., 1985).

Au sein de l'affleurement principal de la zone B, à proximité du fjord J.P. Koch, il existe une zone allongée caractérisée par un degré plus élevé de recristallisation qui s'apparente davantage à la zone C (fig. 11-4). À cet endroit, il y a coexistence, dans les roches pélitiques, de chlorite produite par métamorphisme prograde et de la muscovite, et développement généralisé de chloritoïde. La région anormale semble coïncider avec des températures localement plus élevées qui ont prévalu dans la zone de divergence aux endroits où les chevauchements de couverture atteignent la surface. Cette situation porte à croire que le chloritoïde s'est formé dans la lèvre inférieure du chevauchement principal par suite de la mise en place de roches relativement chaudes du toit.

Higgins, A.K. et Soper, N.J.
1991: Métamorphisme; dans chap. 11 (Déformation et métamorphisme du Dévonien au Carbonifère précoce, Groenland septentrional) de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

ZONE C

Dans cette zone, la matrice argileuse des roches psammitiques est généralement complètement recristallisée. Des textures détritiques demeurent discernables, bien qu'elles soient modifiées par la déformation ou la recristallisation partielle. La chlorite coexiste avec la muscovite, et il y a du chloritoïde dans les lithologies pélitiques appropriées. L'affleurement principal de la zone C coïncide avec la partie sud de la zone orthotectonique de la zone de plissement (fig. 11-1).

ZONE D

La zone D (fig. 11-4) est marquée par l'apparition de la biotite, qui coexiste avec la muscovite, la chlorite, ou les deux à la fois. Presque toutes les roches présentent des textures très déformées et complètement recristallisées, et seules quelques traces de textures détritiques demeurent discernables.

ZONE E

Une région d'étendue relativement faible qui est adjacente à la côte nord de la Johannes V. Jensen Land contient des assemblages de minéraux métamorphiques généralement caractéristiques du sous-faciès des amphibolites et à cordiérite. La staurotide et la cordiérite sont présentes dans les lithologies appropriées dans certaines parties de cette zone, l'andalousite se manifeste par endroits, et des assemblages à cyanite ont été reconnus à deux endroits. Des indices texturaux révèlent que la température maximale, soit de 500 à 525°C à 3 ou 4 kbar, a été atteinte pendant et après la déformation D2. L'épaisseur de la couverture a dû être 12 à 15 km au-dessus du niveau d'érosion actuel; outre l'épaississement relié à la déformation de la séquence du bassin au cours des déformations D1 et D2, il a dû se produire un épaississement stratigraphique vers le nord des groupes de Polkorridoren du Cambrien et de Peary Land du Silurien. Ce dernier, de même que tous les représentants de la séquence du bassin à faible remplissage sédimentaire du Cambrien au Silurien inférieur (= Formation de Hazen de l'île d'Ellesmere), ont été complètement enlevés des zones septentrionales par l'érosion postérieure à l'Ellesmérien mais antérieure au Carbonifère tardif. L'absence de roches ignées synorogéniques ou postorogéniques rend difficile la tâche d'expliquer le gradient thermique relativement élevé requis pour produire les assemblages observés. En fait, l'absence totale d'indices de l'existence d'un arc magmatique est un des éléments inexplicables de l'orogenèse du Silurien tardif ou Dévonien au Carbonifère précoce dans le Groenland septentrional. La vergence tectonique nord, qui est caractéristique de la partie orthotectonique de la zone de plissement (voir ci-dessus), implique un sous-charriage vers le sud, mais qui ne semble pas avoir été associé à la subduction océanique. La sous-province sédimentaire de la cuvette d'eau profonde franklinienne est peut-être demeurée ensialique tout au long de son histoire, malgré l'existence d'épisodes de subsidence importants au Cambrien précoce et au Silurien.

Des assemblages de rétromorphose abondent dans la zone E. Une partie de ce rétrométamorphisme est manifestement associée à la déformation D3. Un épisode important de rétromorphose, accompagné d'une déformation unitaire de cisaillement d'envergure, est également associé à la zone de chevauchement tertiaire (eurékienne) de Kap Cannon, qui recoupe la zone E et une partie de la zone D (chapitre 16). Des dykes de dolérite post-ellesmériens ont été convertis en roches vertes à 1 ou 2 km de distance

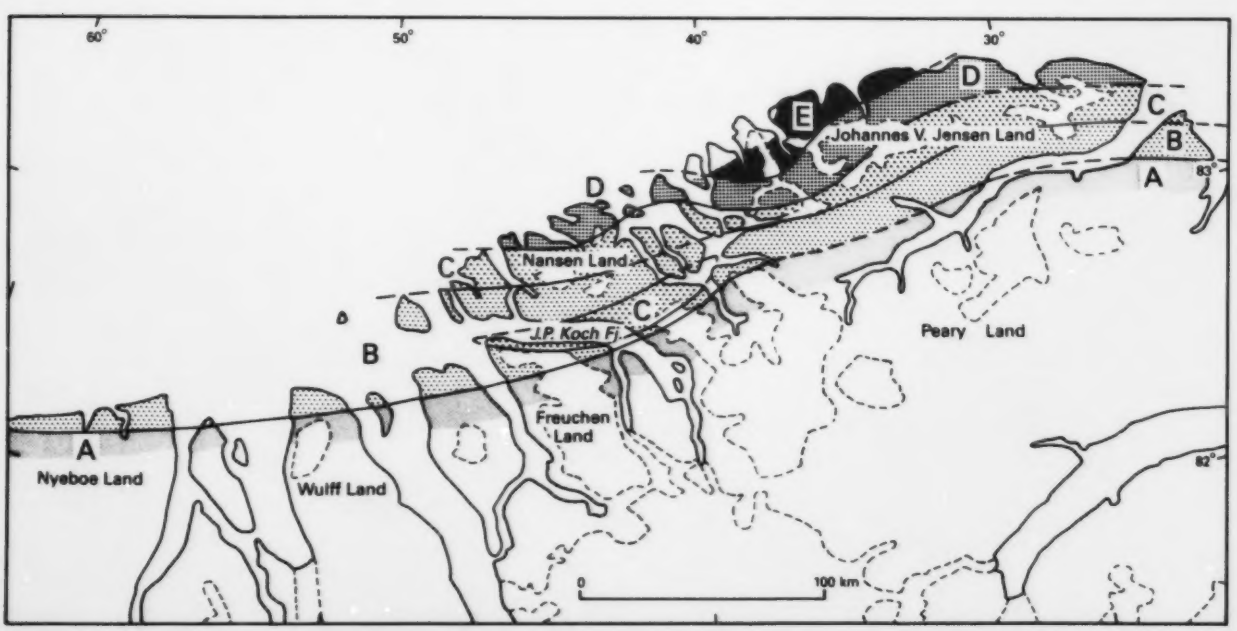


Figure 11-4. Zones métamorphiques dans la zone de plissement de North Greenland.

de la zone de chevauchement, alors que des mylonites du faciès des schistes verts sont développées dans la lèvre supérieure du chevauchement principal.

RÉFÉRENCES

Christiansen, F.G., Nør-Hansen, H., Rolle, F., and Wrang, P.
1985: Preliminary analysis of the hydrocarbon source rock potential of central and western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 117-128.

Dawes, P.R.
1976: Precambrian to Tertiary of northern Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt, (ed.); The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 248-303.

Dawes, P.R. and Soper, N.J.
1973: Pre-Quaternary history of Greenland; in Arctic Geology, M.G. Pitcher (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 117-134.
1979: Structural and stratigraphic framework of the North Greenland fold belt in Johannes V. Jensen Land, Peary Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 93, 40 p.

Friderichsen, J.D. and Bengaard, H-J.
1985: The North Greenland fold belt in eastern Nansen Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 69-78.

Håkansson, E. and Pedersen, S.A.S.
1982: Late Paleozoic to Tertiary tectonic evolution of the continental margin in North Greenland; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 331-348.

Higgins, A.K.
1986: Geology of central and eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 37-54.

Higgins, A.K., Soper, N.J., and Friderichsen, J.D.
1985: North Greenland fold belt in eastern North Greenland; in The Caledonide Orogen: Scandinavia and Related Areas, D.G. Gee and B.A. Sturt (ed.); John Wiley and Sons, Chichester, England, p. 1017-1029.

Hurst, J.M., McKerrow, W.S., Soper, N.J., and Surlyk, F.
1983: The relationship between Caledonian nappe tectonics and Silurian turbidite deposition in North Greenland; Journal of the Geological Society, London, v. 140, p. 123-131.

McKenzie, D.
1978: Some remarks on the development of sedimentary basins; Earth and Planetary Science Letters, v. 40, p. 25-32.

Parsons, I.
1981: Volcanic centres between Frigg Fjord and Midtkap, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 69-75.

Pedersen, S.A.S.
1980: Regional geology and thrust fault tectonics in the southern part of the North Greenland fold belt, north Peary Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 79-87.
1986: A transverse, thin-skinned, thrust-fault belt in the Paleozoic North Greenland Fold Belt; Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 1442-1455.

Soper, N.J. and Higgins, A.K.
1985: Thin-skinned structures at the trough-platform transition in North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 87-94.
1987: A shallow detachment beneath the North Greenland fold belt: implications for sedimentation and tectonics; Geological Magazine, v. 124, p. 441-450.

Adresses des auteurs

A.K. Higgins
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350, Copenhagen K
Denmark

N.J. Soper
Department of Earth Sciences
University of Leeds
Leeds LS2 9JT
U.K.

Imprimé au Canada

Chapitre 12

PHASES DE DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME ET PLUTONISME ASSOCIÉS AU SILURIEN ET CARBONIFÈRE PRÉCOCE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

A. Introduction — *H.P. Trettin*

B. Déformation, métamorphisme et plutonisme granitique au Silurien tardif et Dévonien précoce dans le nord des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg — *H.P. Trettin*

C. Déformation du soulèvement de Boothia du Silurien tardif au Dévonien précoce — *A.V. Okulitch, J.J. Packard et A.I. Zolnai*

D. Mouvements du soulèvment d'Inglefield au Dévonien précoce — *G.P. Smith et A.V. Okulitch*

E. Déformation dans le nord des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg du Dévonien moyen au Carbonifère précoce — *H.P. Trettin*

F. Déformation des zones de plissement de Central Ellesmere et de Jones Sound du Dévonien tardif au Carbonifère précoce — *A.V. Okulitch*

G. Déformation des zones de plissement de Parry Islands et de Canrobert Hills, dans les îles Bathurst et Melville, du Dévonien tardif au Carbonifère précoce — *J.C. Harrison, F.G. Fox et A.V. Okulitch*

H. Déformation dans les îles Prince Patrick et Banks du Dévonien tardif au Carbonifère précoce — *J.C. Harrison et T.A. Brent*

I. Sommaire — *H.P. Trettin*

Références

Chapitre 12

PHASES DE DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME ET PLUTONISME ASSOCIÉS AU SILURIEN ET CARBONIFÈRE PRÉCOCE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

A. INTRODUCTION

H.P. Trettin

Dans l'archipel arctique, des phases de déformation intermittentes et localisées dont l'âge s'échelonne du Silurien tardif au Frasnien ont été suivies par l'orogenèse ellesmérienne *sensu stricto* de la toute fin du Dévonien (Famennien) au Carbonifère précoce (Thorsteinsson et Tozer, 1970, p.566) qui a touché toute la zone mobile. Le plutonisme granitique et le métamorphisme régional qui a atteint au moins le faciès des schistes verts n'ont touché que certaines parties du nord des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg.

Dans le présent chapitre, les événements structuraux et les phases associées de métamorphisme et de plutonisme granitique sont décrits par ordre chronologique et, pour chaque phase de déformation donnée, la description se fait à partir de la région littorale vers l'intérieur du craton. Les conclusions principales sont résumées à la fin du chapitre. Un aperçu de l'orogenèse est donné aux figures 12A-1 et 12I-1, et les noms géographiques sont indiqués à la figure 1 (en pochette).

Trettin, H.P.
1991: Introduction (Phases de déformation et métamorphisme et plutonisme associés au Silurien et Carbonifère précoce dans l'archipel arctique); dans chap. 12 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

B. DÉFORMATION, MÉTAMORPHISME ET PLUTONISME GRANITIQUE AU SILURIEN TARDIF ET DÉVONIEN PRÉCOCE DANS LE NORD DES ÎLES D'ELLESMERE ET AXEL HEIBERG

H.P. Trettin

Trettin, H.P.
1991: Déformation, métamorphisme et plutonisme granitique au Silurien tardif et Dévonien précoce dans le nord des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg; dans chap. 12 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

DÉFORMATION DANS LE NORD DE L'ÎLE D'ELLESMERE

L'événement le plus important de l'histoire structurale du nord de l'île d'Ellesmere a été l'accrétion de la Pearya, qui a provoqué une déformation intense dans la Pearya et la zone de plissement de Clements Markham, et possiblement aussi dans les parties adjacentes des zones de plissement de Hazen et de Northern Heiberg (fig.12B-1). Des cartes géologiques provisoires de cette région ont été publiées par Trettin et Mayr (1981), Mayr etal. (1982a,b), Trettin (1982,

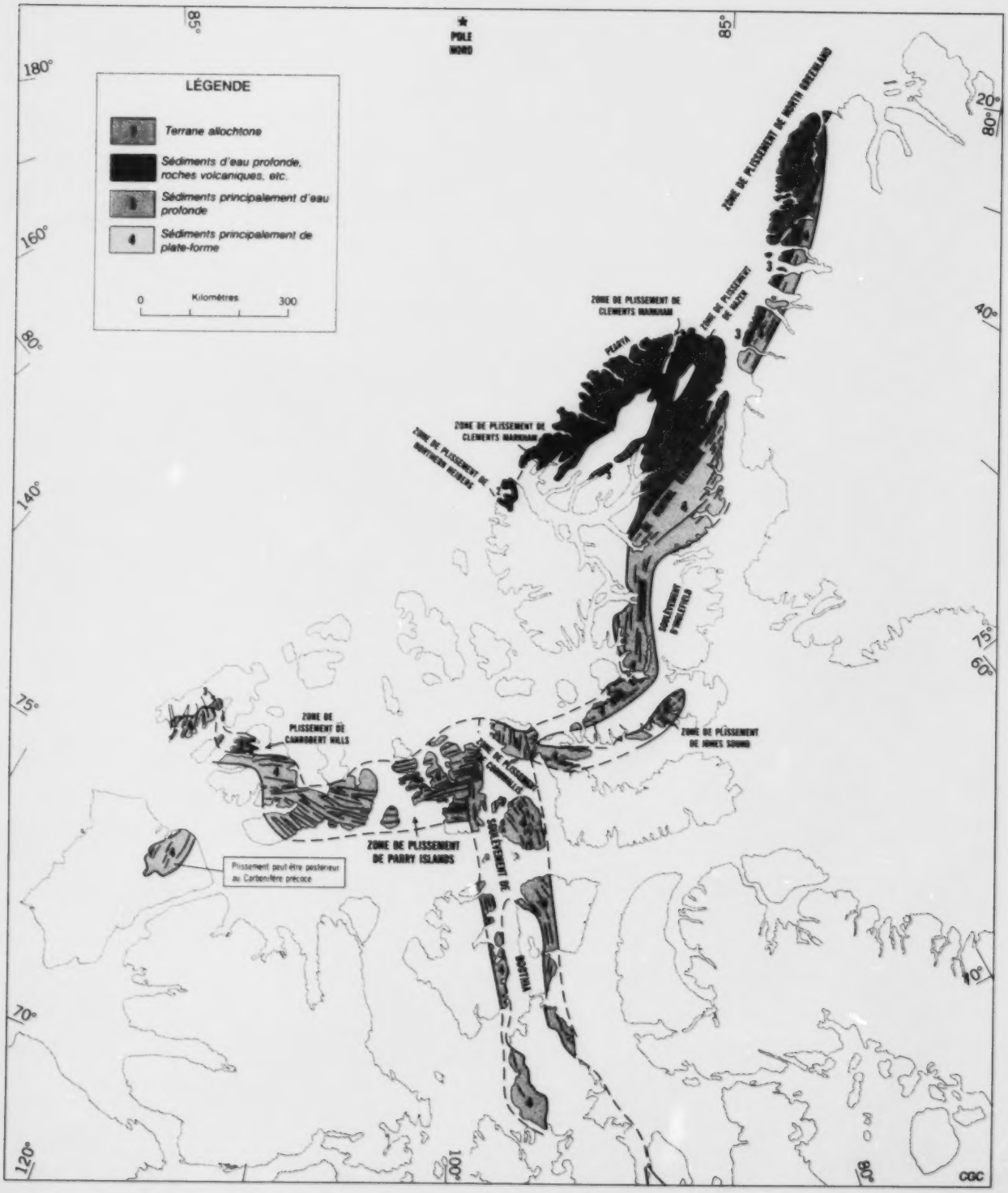


Figure 12A-1. Zones de plissement, du Silurien tardif au Carbonifère précoce, de l'archipel arctique et du terrane de Pearya.

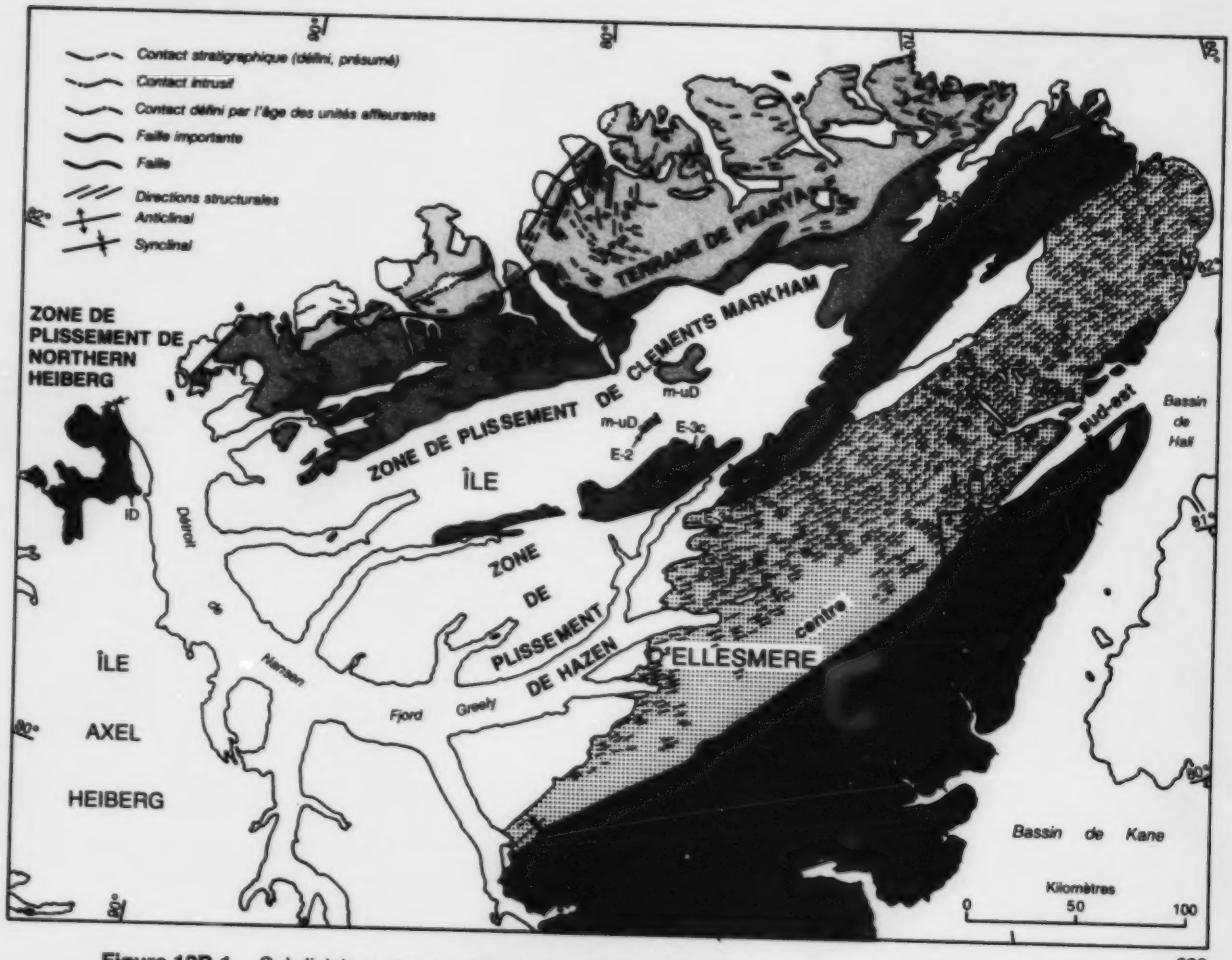


Figure 12B-1. Subdivisions structurales, dans le nord des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg, et index des illustrations des chapitres 12B et 12E (étiquetées B-4, E-3C, etc.). ID: Dévonien inférieur, MUD: Dévonien moyen-supérieur.

1987b), Trettin et al. (1982) et Trettin et Frisch (1987); d'autres références pertinentes sont citées aux chapitres 8 et 9.

Âge de l'accrétion de la Pearya et des déformations associées

Les indices disponibles semblent indiquer fortement que la Pearya est un terrane allochtone qui faisait partie des Calédonides, au moins jusqu'à la fin de l'Ordovicien moyen (chapitre 9). Les faciès d'eau profonde d'âge ashgillien à wenlockien de la Pearya sont largement comparables à ceux du bassin franklinien d'eau profonde, mais la composition détritique du flysch diffère.

Le Membre B de la Formation de Danish River est l'unité sédimentaire la plus ancienne qui soit connue dans la zone mobile franklinienne et qui puisse être dérivée de la Pearya. Il s'agit d'un dépôt de chenal sous-marin remontant au Ludlowien qui affleure à la baie Caledonian, dans le sud-ouest du bassin d'eau profonde, près de la marge de la plate-forme continentale ordovicienne-silurienne (chapitre 8C). Les phénoclastes de cette unité conglomératique sont composés principalement de chert à radiolaires qui provient vraisemblablement des parties nord du bassin d'eau profonde, mais aussi de quartzite et de marbre, composition qui rappelle la séquence II de la Pearya. Ces sédiments, dont les dimensions vont jusqu'aux galets, sont trop grossiers pour être dérivés des Calédonides, et ils pourraient donc annoncer l'approche (mais pas nécessairement l'accrétion) de la Pearya. Cette conclusion peut également s'appliquer à la Formation de Nordkronen dans le Groenland septentrional (chapitre 7), dont la composition des clastes, la granulométrie et l'âge se comparent à ceux du MembreB de la Formation de Danish River. La progradation longitudinale vers le sud-ouest de cette unité est considérée comme une preuve que la région source des

sédiments se situait au nord-est, dans les Calédonides (Hurst et Surlyk, 1982; Surlyk et Hurst, 1984), mais elle pourrait aussi témoigner de l'avancée vers le sud-ouest de la Pearya.

Deux unités de roches carbonatées différentes trouvées dans le nord-est de la zone de plissement de Clements Markham se comparent, dans une certaine mesure, à la partie supérieure de la Formation de Marvin de la Pearya (chapitres 8C, 9). Les couches de Piper Pass, qui ont donné des conodontes datant du milieu à la fin du Ludlowien, sont en contact de faille avec la Formation de Lands Lokk (Wenlockien à partie inférieure du Ludlowien); les couches de Markham River d'âge ludlowien indéterminé semblent recouvrir en discordance la Formation de Lands Lokk. Si ces deux unités et la Formation de Marvin représentaient divers faciès d'une masse de roches carbonatées à l'origine cohérente, ce qui n'est pas certain, elles représenteraient ensemble un assemblage de recouvrement qui permettrait de dater l'accrétion de la Pearya. Néanmoins, les conglomérats contenus dans les couches de Markham River, et peut-être aussi la discordance hypothétique trouvée à leur base, attestent d'une instabilité tectonique qui pourrait marquer le début de la déformation associée à l'accrétion de la Pearya.

Des spores du Givétien ou du Frasnien trouvés dans des affleurements de la Formation d'Okse Bay dans la zone de plissement de Clements Markham permettent de définir une limite supérieure pour l'intervalle d'âges possible de cette déformation. Contrairement à d'autres endroits dans l'archipel arctique, dans cette région, la Formation d'Okse Bay (ailleurs, Groupe d'Okse Bay) est beaucoup moins déformée que les unités cambriennes à siluriennes (voir ci-dessous, le chapitre12E), ce qui porte à croire qu'une déformation intermédiaire se serait produite. La Formation d'Okse Bay est séparée des strates du Carbonifère supérieur et plus récentes par une discordance angulaire, mais les structures trouvées sous cette discordance indiquent qu'il y a eu inclinaison des couches plutôt que plissement avant la sédimentation du Carbonifère. Malheureusement, la base de la Formation d'Okse Bay et toute la séquence entre cette dernière et les unités du Silurien supérieur de la zone de plissement de Clements Markham sont masquées, de sorte que la position stratigraphique de la discordance angulaire hypothétique est incertaine: par exemple, plutôt que de se trouver à la base de la Formation d'Okse Bay, elle pourrait se situer sous les sédiments clastiques du Dévonien inférieur (présumés), comme c'est le cas dans la zone de plissement de Northern Heiberg (voir ci-dessous).

L'âge U-Pb (sphène) de 390 ± 10 Ma établi pour le pluton de Cape Woods pourrait indiquer que la limite supérieure de l'âge de la déformation est un peu plus ancienne, si le pluton était vraiment une intrusion post-tectonique due à l'épaississement de la croûte durant l'accrétion (voir ci-dessous).

Interprétation des structures dans la Pearya

L'interprétation des événements survenus dans la Pearya au Silurien tardif et Carbonifère précoce est extrêmement difficile et forcément spéculative vu la répartition limitée de la séquence IV (de la partie supérieure de l'Ordovicien moyen au Silurien supérieur), l'absence de strates du Dévonien et du Carbonifère inférieur, et la complexité déroutante des structures. Toutefois, il semble que les structures les plus importantes se soient formées pendant les dernières phases du transport et l'accrétion subséquente à la zone de plissement de Clements Markham. Les indices et les analyses qui ont mené au modèle actuel de transport et d'accrétion peuvent être résumés en sept points.

(1) Deux modes de base (ou membres terminaux) sont connus pour la mise en place des terranes allochtones: la collision perpendiculaire à la direction et le coulissage. Une collision produit habituellement des zones de charriage importantes dans lesquelles des écailles du terrane allochtone peuvent être associées à des ophiolites et à des copeaux du terrane hôte. En revanche, un coulissage produit normalement des limites linéaires bien définies, associées ou non à des zones de charriage étroites et à des bassins de «pull-apart». La limite sud-est de la Pearya est généralement linéaire et bien définie à partir de l'extrême nord-est de l'île d'Ellesmere jusqu'à l'inlet Yelverton; elle se range donc dans la seconde catégorie. Une seule unité pré-dévonienne semble la transgresser, soit les roches carbonatées comparables à la partie supérieure de la Formation de Marvin; cette situation est attribuée à un recouvrement sédimentaire plutôt qu'à un chevauchement. Cette limite sud-est, appelée faille de Mount Rawlinson au nord-est et faille de M'Clintock Glacier au sud-ouest, est décalée par quelques failles transversales qui se sont probablement formées au cours des phases tardives de la mise en place de la Pearya ou même plus tard (fig.12B-2).

(2) À son extrémité sud-ouest, la faille de M'Clintock Glacier se fusionne avec la faille de chevauchement arquée de Yelverton laquelle chevauche vers le sud-ouest. Le faille de M'Clintock Glacier a donc eu un déplacement sud-ouest (sénestre).

(3) La faille de chevauchement de Yelverton est presque parallèle aux directions arquées de la partie sud-ouest des zones d'Empire, de Deuchars Glacier et de Bromley Island et du bassin Challenger, qui diffèrent des directions est-ouest prédominantes dans le centre de la Pearya et des directions nord-est-sud-ouest qui prédominent ailleurs dans le nord de l'île d'Ellesmere (fig.12B-1) au point où il faudrait les expliquer. La courbure dans cette région n'est pas une caractéristique primaire, comme une ancienne ligne de rivage, puisque des structures d'interférence se distinguent par endroits; elle ne représente pas non plus un pli majeur à plongement vers le sud-ouest, car la région, qui comprend une écaille de la séquence I de la Pearya (zone de Deuchars Glacier), est beaucoup trop étendue et complexe. Puisque cette courbure apparaît à l'extrémité sud-ouest d'un bloc à déplacement vers le sud-ouest, elle est vraisemblablement le résultat d'un obstacle, soit tout probablement la zone gneissique de Mitchell Point, qui a une direction plus méridionale.

(4) Ces éléments font penser que la Pearya a été mise en place sous la forme non pas d'un bloc unique, mais plutôt d'un grand nombre d'écailles qui ont interféré les uns avec les autres. L'un d'entre eux comprend la zone de Mitchell Point et un autre, l'ensemble des zones d'Empire, de Deuchars Glacier, de Bromley Island, de Mount Disraeli et de Disraeli Glacier (collectivement désignées sous le nom de «Pearya Sud-Est»), qui se sont probablement fusionnées au cours de l'orogènese de M'Clintock de l'Ordovicien moyen, avant la sédimentation du bassin

Challenger qui les recouvre. Les auteurs du présent chapitre proposent que l'inflexion des directions dans le sud-ouest de la Pearya Sud-Est est le produit de l'obstruction et de l'entraînement, lorsque la Pearya Sud-Est a été écrasée entre la zone de Mitchell Point et la zone de plissement de Clements Markham (fig. 12B-3). Cela s'est probablement produit au cours de la dernière phase de coulissage, peu de temps avant que la Pearya Sud-Est ait atteint sa position actuelle. Si la courbure remontait au Silurien tardif, elle devrait avoir été accentuée par la compression nord-ouest-sud-est ultérieure qui a produit les zones de plissement de Hazen et de Central Ellesmere à compter du Dévonien jusqu'au début du Carbonifère.

Le reste de la Pearya était peut-être fusionné à la zone de Mitchell Point ou, ce qui est plus probable, comportait une ou deux autres écailles importantes. Une de ces écailles additionelles est la zone de gneiss de Cape Columbia, qui est contiguë à la zone comparable de Mitchell Point au large de la côte, ou qui constitue une écaille distincte. L'autre comprend la zone de Cape Alfred Ernest et peut-être aussi la zone de Audhild Bay, qui lui est parallèle et dont la lithologie est comparable. La zone du Cape Alfred Ernest est séparée au sud-est de la zone de Mitchell Point par la faille de Mitchell Point. Les zones de Cape Alfred Ernest et de Audhild Bay sont présentement séparées par des strates plus récentes, et leurs liens ont été masqués par des mouvements ultérieurs. La limite nord-ouest originale de la zone de Cape Alfred Ernest n'affleure pas.

Une zone de strates sédimentaires et volcaniques plus ou moins métamorphisées se trouve immédiatement au sud et au sud-est de la faille de Petersen Bay (l'assemblage de Petersen Bay décrit par Trettin et Frisch, 1987), et est provisoirement incluse dans la zone de plissement de Clements Markham bien qu'elle puisse faire partie de la Pearya. Si la première interprétation était juste, un copeau de faille de la zone de plissement de Clements Markham reposerait entre la zone de Mitchell Point et la Pearya Sud-Est dans la région au nord-est et au sud-ouest du fjord Milne.

(5) Ce modèle suppose que les failles de Mount Rawlinson, de M'Clintock Glacier, de Yelverton, de Parr Bay, de Petersen Bay et de Mitchell Point (fig. 12B-2) étaient à l'origine des failles de décrochement formées au Silurien tardif. La faille de Porter Bay qui date de cette même période et limite la zone de plissement de Clements Markham au sud-est, a également dû naître sous la forme d'un décrochement sénestre, en supposant que la zone de plissement de Clements Markham ait été entraînée une certaine distance par la Pearya. Les strates du Carbonifère ou plus récentes qui affleurent à proximité de ces failles présentent des signes qu'elles auraient été actives au cours de la période postérieure au Carbonifère (probablement du Crétacé au Tertiaire). Cette conclusion s'applique aux failles de Mount Rawlinson, de M'Clintock Glacier, de Mitchell Point et de Porter Bay. Les mouvements post-carbonifères ont manifestement eu des composantes verticales, mais le concept d'un coulissage ne peut pas être écarté en général et il est d'ailleurs probable dans le cas de la faille de Porter Bay. Or, la répartition actuelle des unités de roches carbonatées ludlowiennes dans la Pearya (Formation de Marvin) et la zone de plissement de Clements Markham (couches de Markham River et de Piper Pass) semble indiquer que le déplacement net entre la Pearya et la zone de plissement de Clements Markham a été inférieur à 200 km.

(6) Le modèle actuel de coulissage n'exclut pas la possibilité que des restes de la croûte océanique ont été emprisonnés entre la Pearya et la zone de plissement de

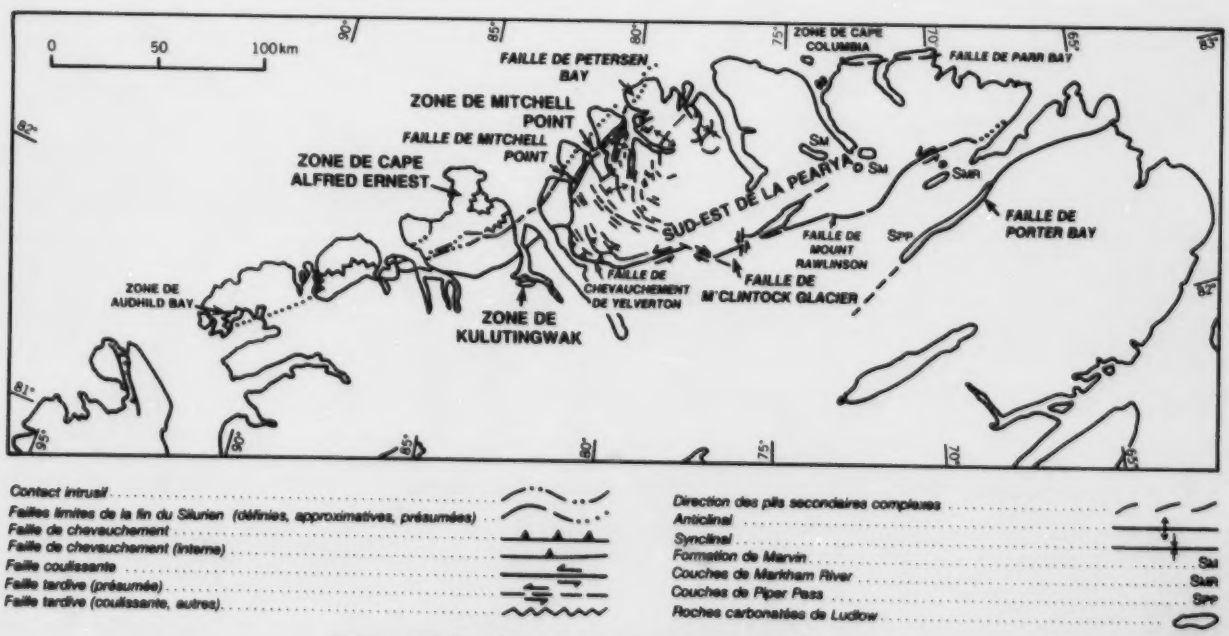


Figure 12B-2. Écailles de failles proposées de la Pearya.

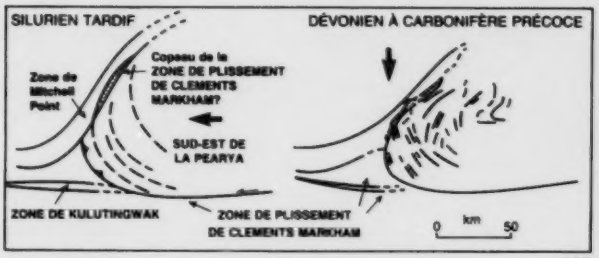


Figure 12B-3. Explication proposée de la courbure des directions structurales dans le sud-est de la Pearya. Les flèches ombrées indiquent la direction régionale du transport et de la compression tectoniques.

Clements Markham et qu'il s'est produit des chevauchements, notamment dans la région au sud-ouest de la faille de chevauchement de Yelverton et au sud-ouest et au sud de l'inlet Phillips. Ces deux caractéristiques sont évidentes à la limite sud de la zone de Kulutingwak (fig. 12B-3). À cet endroit, des strates de la zone de plissement de Clements Markham se trouvent en contact de faille avec des strates de la Pearya et avec de la serpentinite avec des textures résiduelles qui laissent supposer l'existence à la fois d'une roche mère ignée fracturée d'une part, et de sédiments dérivés du talus ainsi que de sédiments stratifiés dont la dimension varie de celle des conglomérats à celle des siltstones d'autre part (fig. 12B-4). Des dépôts récents comparables sont trouvés dans les zones de fractures océaniques où le manteau est à découvert sur des crêtes sous-marines (LaGabrielle et Auzende, 1982).

Zone de plissement de Clements Markham et parties adjacentes(?) de la zone de plissement de Hazen

La première phase de déformation de la zone de plissement de Clements Markham a été la plus intense; elle a suivi la mise en place de la formation de Lands Lokk et des couches de Mark River et Piper Pass et précédé la sédimentation de la Formation d'Okse Bay. Elle est caractérisée par des plis fermés et complexes (fig.12B-5) qui rappellent les plis de la Formation de Danish River au centre de la zone de plissement de Hazen (fig.12E-4). Si la Pearya avait réellement été mise en place par un coulissage sénestre, la zone de plissement de Clements Markham aurait probablement été impliquée dans ce mouvement mais à un degré moindre. Cette hypothèse pourrait expliquer les relations stratigraphiques apparentes qui existent avec les formations dans le nord-est du Groenland, et les contradictions qui se présentent à l'égard de la zone de plissement de Hazen (chapitre 8C).

DÉFORMATION DANS LE NORD DE L'ÎLE AXEL HEIBERG

Dans le nord de l'île Axel Heiberg, la présence d'une discordance angulaire entre les couches d'Eetookashoo Bay et la Formation de Stallworthy (fig. 8C-27) témoigne d'une déformation survenue entre le Silurien tardif et le Dévonien précoce. L'âge de cet événement est délimité par des graptolites de la fin du Wenlockien trouvés directement

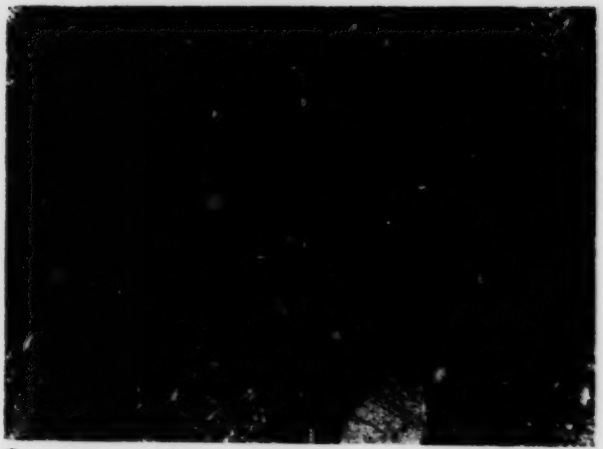


Figure 12B-4. Photomicrographie de grès et siltstone à serpentine laminés et granoclassés; éclairage ordinaire.

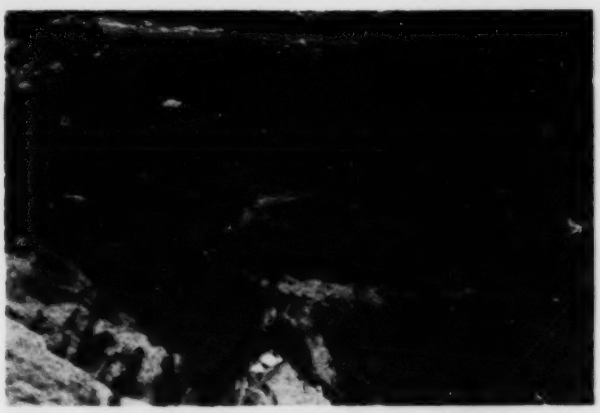


Figure 12B-5. Crête d'un anticlinal formé dans du grès et de l'ardoise de la Formation de Lands Lokk (rivière Clements Markham), dans le nord-est de la zone de plissement de Clements Markham.

sous la discordance, et par des ostracodermes du milieu du Dévonien précoce (fin du Lochkovien au Pragien) trouvés environ 2 km au-dessus. Des différences dans le style structural des deux unités semble indiquer que la déformation a eu lieu par compression et a produit des plis serrés et complexes et des failles de chevauchement; toutefois, pour le moment, il est impossible de distinguer les effets de cette déformation de ceux d'une déformation plus récente, postérieure au Dévonien précoce et antérieure au Viséen (voir ci-dessous, chapitre 12E).

La partie centrale de la zone de plissement de Northern Heiberg est un relief structural caractérisé par plusieurs affleurements de roches du Cambrien inférieur et (?) plus anciennes; il est bordé de strates siluriennes au sud-ouest et de strates siluriennes et dévoniennes au nord-est

(fig. 12E-6). Il s'est vraisemblablement formé pendant la déformation qui date du Silurien tardif au Dévonien précoce, car la Formation de Stallworthy semble être dérivée des formations de Hazen et de Grant Land au sud-ouest. Des zones de failles complexes situées en bordure de ce relief structural, qui se sont probablement formées pendant la déformation survenue du Silurien tardif au Dévonien précoce, ont été modifiées par des événements postérieurs (voir ci-dessous, chapitre 12E).

Interprétation tectonique. Les directions structurales de la zone de plissement de Northern Heiberg sont presque perpendiculaires à celles de la zone de plissement de Clements Markham, mais se conforment aux directions structurales nord à nord-ouest qui prévalent dans la partie centrale du bassin de Sverdrup et dans le soulèvement de Boothia. Les directions nord dans la couverture sédimentaire du soulèvement de Boothia ont de toute évidence été héritées du socle cristallin précambrien, ce qui pourrait également être le cas pour l'ensemble de la région, y compris la zone de plissement de Northern Heiberg. La rotation senestrorsum survenue au cours de l'orogenèse eurékienne a probablement été inférieure à 10° dans cette région (chapitre 17).

La réactivation de ces directions inférées du socle doit avoir été causée par une contrainte orientée vers le sud-ouest ou l'ouest. Puisque les déformations dans le nord de l'île Axel Heiberg et dans le soulèvement de Boothia sont alignées et presque contemporaines (chapitre 12C), elles ont probablement toutes les deux été causées par le même système de contraintes. Par ailleurs, la coïncidence approximative de cette déformation avec la mise en place de la Pearya pourrait indiquer un lien avec cet événement. Il est possible, par exemple, que la compression ait été causée par un mouvement vers le sud-ouest de la partie septentrionale de l'île d'Ellesmere, lequel mouvement n'a pas touché le nord de l'île Axel Heiberg à cause de la direction nord-ouest des structures de son socle cristallin. Toutefois, il ne faut pas oublier que la reconstitution palinspastique placerait le nord de l'île d'Ellesmere plus au nord-ouest par rapport à la partie septentrionale de l'île Axel Heiberg qu'elle ne l'est actuellement à cause de l'orientation différente des directions structurales. Une reconstitution palinspatique réaliste est impossible pour le moment, car il n'existe aucune donnée sur le raccourcissement total de la croûte (du Silurien à Oligocène) dans les zones de plissement de Central Ellesmere et de Hazen. Selon cette hypothèse, si le raccourcissement total était supérieur à 18 %, certaines parties de la zone de plissement de Hazen auraient dû être adjacentes à la partie septentrionale de l'île Axel Heiberg et, par le fait même, elles auraient été entraînées dans le mouvement sénestre.

Une autre explication possible serait celle d'une compression ayant découlé d'événements (inconnus) survenus dans la région à l'ouest et au nord-ouest de l'île Axel Heiberg.

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Le métamorphisme qui a mené au faciès des amphibolites n'a touché qu'une bande longue et étroite du côté sud-est de la faille de Petersen Bay, laquelle est bordée au nord-ouest par du gneiss de la zone de Mitchell Point (fig. 9-1, 12B-2, 12B-6). Il se remarque principalement dans une unité d'amphibolites, de schiste et de marbre qui ne remonte probablement pas plus loin qu'au Cambrien, car elle contient des entroques de pelmatozoaires. Dans la formation adjacente d'Imina, le métamorphisme décroît du faciès supérieur au faciès inférieur des schistes verts, mais ce dernier est difficile à distinguer des faciès de faible métamorphisme, car la formation contient de la muscovite, de la chlorite et de l'albite détritiques; seule la présence isolée de biotite détritique témoigne d'un métamorphisme incomplet.

Ailleurs, le métamorphisme régional a atteint le faciès à muscovite-chlorite-albite à certains endroits dans les assemblages de Jaeger Lake et de Yelverton des zones de plissement de Northern Heiberg et de Clements Markham (Protérozoïque supérieur, partie inférieure du Paléozoïque, ou les deux), et dans la Formation de Grant Land (Cambrien inférieur) du côté sud-est de la faille de Porter Bay; la pleine étendue de cette zone n'a pas encore été cartographiée.

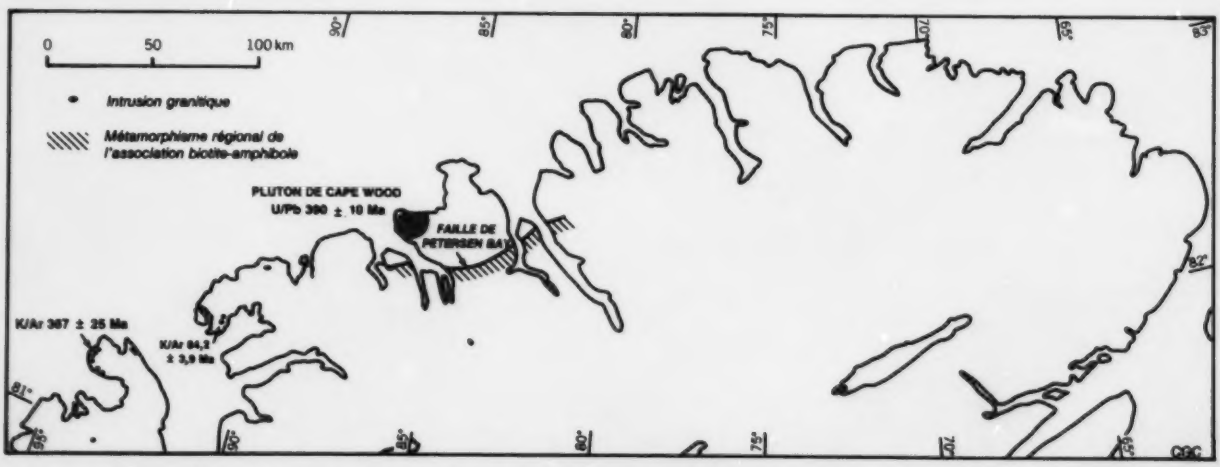


Figure 12B-6. Métamorphisme régional de l'association biotite et amphibolite, et plutons granitiques.

Le métamorphisme régional n'a pas été daté isotopiquement, et les observations faites jusqu'à maintenant indiquent seulement qu'il est postérieur au Wenlockien et antérieur au Viséen. Cependant, le phase syncinématique de ce métamorphisme est probablement associée à la déformation la plus intense, qui a vraisemblablement eu lieu à une époque s'étendant de la toute fin du Silurien au Dévonien précoce.

PLUTONISME GRANITIQUE

Le plutonisme granitique semble être limité à la partie nord-ouest de l'île d'Ellesmere et à la partie nord de l'île Axel Heiberg (fig.12B-6).

Un pluton trouvé au cap Woods (Frisch, 1974), à l'entrée de l'inlet Phillips, a une superficie de 166 km^2, et représente la plus grosse masse granitique phanérozoïque connue dans l'archipel arctique. Il perce des sédiments carbonatés et clastiques qui s'échelonnent vraisemblablement du Protérozoïque tardif au Cambrien (séquence II de la Pearya, zone de Cape Alfred Ernest) et qui appartiennent généralement au faciès des schistes verts, mais peuvent atteindre le faciès des amphibolites dans l'auréole du pluton. La roche intrusive typique est de la monzonite quartzique à biotite à grain moyen ou de la granodiorite contenant d'abondants phénocristaux de feldspath potassique. Les filons et les ségrégations d'aplite et de pegmatite abondent. La majeure partie de l'intrusion n'est pas déformée, mais sa bordure présente une texture broyée et une foliation.

Les datations par la méthode U-Pb sur la sphène (Trettin et al., 1987) indiquent que la température du pluton a baissé à entre 600° et 500°C à 390 ± 10Ma (limite entre l'Emsien et l'Eifélien selon Snelling, 1987). Le pluton contient une abondance de zircon hérité dont l'âge indiqué par l'interception supérieure est d'environ 1 360 ± 200 Ma, ce qui porte à croire que la majeure partie du magma est dérivée du socle cristallin de la Pearya. La fusion du socle a dû être causée par l'épaississement de la croûte pendant la phase d'accrétion et de déformation au Silurien tardif-Dévonien précoce. La discordance qui existe entre le pluton et les directions structurales dans la zone de Cape Alfred Ernest laisse supposer qu'il est d'origine post-tectonique.

Quatre petits massifs de tonalite, de granodiorite et de diorite quartzique intrudent la Formation de Grant Land du Cambrien inférieur sur le côté ouest de la partie nord de l'île Axel Heiberg; il pourrait s'agir de prolongements d'un massif continu en profondeur. L'un d'entre eux a donné un âge K-Ar (biotite) de 367 ± 25 Ma; il s'agirait ici d'un âge minimal.[1]

D'autres intrusions granitiques non datées sont reconnues dans la région, notamment un pluton de diorite quartzique et tonalite qui est en contact de faille avec la Formation de Stallworthy dans l'extrême nord-est de l'île Axel Heiberg, une zone linéaire de dykes et de culots de roches felsiques et porphyriques[2] au sud du fjord Rens, et cinq petites intrusions de tonalite, de diorite quartzique, de monzonite, etc., dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, qui se trouvent dans la zone de plissement de Clements Markham et dans la séquence II de la Pearya (zones de Cape Alfred Ernest et de Audhild Bay). La plupart de ces intrusions remontent vraisemblablement au Dévonien mais quelques-unes pourraient dater du Crétacé (voir Trettin et Parrish, 1987).

[1] Une datation U-Pb (zircon) faite sur un échantillon provenant du même endroit a donné un âge de 360 ± 3 Ma (R. Parrish, communication personnelle, 1988), soit proche de la limite entre le Dévonien et le Carbonifère. Le pluton en question est donc relié à l'orogenèse ellesmérienne discutée au chapitre 12E.

[2] Un datation U-Pb (zircon) faite sur un dyke a donné un âge de 365,7 ± 0,5 Ma (R. Parrish, communication personnelle, 1988). Ce résultat correspond au Famennien et permet de confirmer que le plutonisme granitique a eu lieu au cours de l'orogenèse ellesmérienne dans la partie nord de l'île Axel Heiberg (voir chapitre 12E).

C. DÉFORMATION DU SOULÈVEMENT DE BOOTHIA DU SILURIEN TARDIF AU DÉVONIEN PRÉCOCE

A.V. Okulitch, J.J. Packard et A.I. Zolnai

INTRODUCTION

Le soulèvement de Boothia est une importante forme structurale cratonique et supracrustale positive qui s'est formée principalement du Silurien tardif au Dévonien précoce et qui s'étend franc nord à partir de la presqu'île de Boothia sur presque 1 000 km jusqu'à la presqu'île Grinnell (dans le nord-ouest de l'île Devon; fig. 12C-1). Le soulèvement comporte deux parties. Un niveau structural inférieur, dont la largeur à découvert est de 80 km, comprend des roches métamorphiques faillées et polydéformées du Bouclier canadien qui remontent au moins au Protérozoïque précoce et affleurent dans les deux tiers méridionaux du soulèvement. Un niveau structural supérieur se compose de strates du Protérozoïque moyen et du Cambrien au Dévonien inférieur de la Plate-forme de l'Arctique et de la plate-forme continentale franklinienne, qui ont été plissées et affectées par des failles pour former la zone de plissement de Cornwallis. Ce niveau supérieur recouvre le coeur cristallin du niveau structural inférieur, et est conservé dans le tiers septentrional du soulèvement sur une largeur affleurant sur 150 km.

Les structures du soulèvement ont été étudiées en grande partie à l'échelle de reconnaissance, et leur géométrie est donc méconnue. Par contre, des recherches stratigraphiques, sédimentologiques et paléontologiques, bien qu'incomplètes, ont fourni des données très précises qui permettent d'évaluer en détail la chronologie, la localisation et la magnitude des composantes verticales des impulsions tectoniques (par ex., Thorsteinsson et Uyeno, 1980).

Ces études ont indiqué que le soulèvement consiste en un bloc asymétrique du socle qui est limité à l'ouest par des failles inverses à pendage abrupt ou peut-être modérément incliné vers l'est, et à l'est par des failles normales et inverses (Stewart et Kerr, 1984); ce bloc est segmenté par des failles normales et inverses à direction nord-est à nord-ouest. Les strates de la Plate-forme de l'Arctique qui se trouvent immédiatement à l'ouest du socle sont déversées, déformées en plis fermés et chevauchées. À l'est, elles forment des plis à vergence ouest et des monoclinaux à vergence est coupés par des failles normales et inverses à pendage abrupt. Dans la séquence plus épaisse de la plate-forme franklinienne au nord, les structures superficielles sont de grands synclinaux ouverts séparés par des anticlinaux plus fermés et de nombreuses failles normales et, moins souvent, inverses, à pendage abrupt. Bien que plusieurs impulsions faibles de soulèvement soient documentées par la séquence tectoniquement sensible de la plate-forme qui date du Protérozoïque moyen au Dévonien tardif, l'impulsion primaire à l'origine de la plus grande partie des structures et du relief structural du soulèvement date du Silurien tardif au Dévonien précoce. Afin de pouvoir bien comprendre les événements de cet époque, il faut examiner l'histoire tectonique antérieure et subséquente de la région.

Okulitch, A.V., Packard, J.J. et Zolnai, A.I.
1991: Déformation du soulèvement de Boothia du Silurien tardif au Dévonien précoce; dans chap. 12 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

HISTOIRE DU DÉBUT DU SOULÈVEMENT DE BOOTHIA

Le coeur cristallin du soulèvement est composé d'unités gneissiques métasédimentaires et métavolcaniques et de granitoïdes du Protérozoïque précoce ou plus anciens qui ont subi une déformation polyphasée et un métamorphisme uniformément élevé avant le Protérozoïque moyen (vers 1 600-1 700 Ma; Blackadar, 1967; Brown et al., 1969). Les directions structurales prédominantes sont orientées nord-sud, mais deviennent nord-est-sud-ouest à l'extrémité méridionale de la presqu'île de Boothia, ce qui est parallèle aux directions structurales typiques de la partie adjacente du Bouclier canadien. Les dykes de diabase, les failles et les linéaments topographiques sont généralement orientés nord-ouest et nord-est. Dans le nord de la presqu'île de Boothia et le sud de l'île Somerset, les directions structurales nord et les linéaments et failles est-ouest produisent une configuration réticulée.

L'accumulation du grès de la Formation d'Aston du Protérozoïque moyen en discordance sur le coeur cristallin a été suivie par l'intrusion (vers 1 240 Ma) de dykes et de filons-couches reliés au réseau de dykes de Mackenzie (Jones et Fahrig, 1978). Un intervalle de soulèvement et d'érosion a précédé la mise en place de la dolomie de la Formation de Hunting du Protérozoïque moyen ou tardif (vers 1 200 à 700 Ma; Dixon, 1974). Une période moins importante de plissement et de formation de failles a précédé l'intrusion des dykes et filons-couches de diabase frankliniens au cours du Protérozoïque tardif (vers 775 à 640 Ma). Ailleurs dans l'archipel arctique, la présence de discordances stratigraphiques vraisemblablement contemporaines dans les séquences du Protérozoïque moyen et supérieur (Young, 1981; Jackson et Iannelli, 1981) semble indiquer que ces impulsions mineures ne sont pas limitées au soulèvement de Boothia et qu'elles ne sont probablement pas liées à sa genèse structurale (voir le chapitre 6). Au Protérozoïque moyen, le rifting dans le nord de l'île de Baffin a créé plusieurs bassins et soulèvements à orientation nord-ouest. Les formations d'Aston et de Hunting se sont probablement accumulées dans la partie ouest du bassin de Borden (fig. 12C-5). Les hauteurs adjacentes de Steensby et de Devon (fig. 12C-5) ont pu s'étendre jusqu'à l'île Somerset, et le diastrophisme qui a touché les formations d'Aston et de Hunting pourrait leur être relié (Jackson et Iannelli, 1981, fig. 16-35). Par la suite, ces structures ont été incorporées dans le soulèvement plus récent de Boothia.

L'histoire paléozoïque du soulèvement a commencé avec l'accumulation discordante de sédiments clastiques du Cambrien supérieur et s'est poursuivie avec la sédimentation en grande mesure ininterrompue d'une séquence composée principalement de roches carbonatées avant la mise en place de la Formation de Cape Storm du Silurien tardif (Miall et Kerr, 1980; Thorsteinsson et Uyeno, 1980; Stewart, 1987). Trois discordances stratigraphiques trouvées au sein de cette séquence accumulée en milieu de type plate-forme à miogéosynclinal (Dixon 1974, 1978; U.Mayr, communication personnelle, 1985) ont une étendue régionale et reflètent vraisemblablement des impulsions tectoniques, ou des baisses eustatiques du niveau marin, ou les deux, qui ne sont pas limitées au voisinage du soulèvement (voir le tableau de corrélation, figure 4 en pochette).

TECTONISATION DU SILURIEN AU DÉVONIEN PRÉCOCE ET FORMATION DU SOULÈVEMENT DE BOOTHIA

Kerr (1977) a défini la déformation de Cornwallis comme étant une série de quatre impulsions de soulèvement ayant les âges que voici: 1. fin du Llandovérien à début du Wenlockien (faible); 2. Gédinnien (forte); 3. Emsien moyen (modérée); 4. Frasnien moyen (modérée). Plus récemment, la déformation a été décrite comme étant un événement unique, plus ou moins continu, qui a duré du Silurien tardif (toute fin du Ludlowien) au Dévonien précoce (Pragien ou début de l'Emsien), et dont l'histoire diffère dans les régions au nord et au sud du détroit de Barrow (Okulitch et al., 1986).

Les impulsions 2 et 3 proposées par Kerr tombent dans l'intervalle principal d'activité tectonique et de pénéplanation subséquente qui est analysé ci-dessous. Les données stratigraphiques disponibles ne confirment pas l'existence d'un soulèvement (impulsion 4) au Frasnien moyen (chapitre 8B, R.Thorsteinsson, communication personnelle, 1986). L'hypothèse de l'impulsion 1, également abandonnée, demande d'être analysée. Kerr (1975) a inféré l'existence de cette impulsion à partir d'une discordance angulaire vraisemblablement située à la base de la Formation de Cape Storm dans l'est de la presqu'île Grinnell, soit sur le flanc nord-est du futur soulèvement de Boothia. (La formation était alors considérée comme s'échelonnant de la fin du Llandovérien au Ludlowien, mais plus tard, elle a été limitée au milieu du Ludlowien.) L'importance de cette discordance est incertaine. Une discordance stratigraphique, causée soit par une chute eustatique du niveau marin, soit par un soulèvement tectonique très faible, se présente à ce niveau tout au long de la marge du craton, mais elle n'a pas été signalée ailleurs dans le soulèvement de Boothia. De plus, il n'y a aucun indice sédimentologique de mouvements positifs du soulèvement de Boothia à cette époque; le quartz et feldspath détritiques de la Formation de Cape Storm — qui ont généralement la dimension du silt et sont moins abondants que les sédiments carbonatés non détritiques — proviennent plus vraisemblablement du Bouclier canadien lointain que d'une source plus proche telle que le soulèvement de Boothia. Cependant, Mortensen (1985) a relevé des variations dans le mode de sédimentation et l'épaisseur des unités de la formation dans l'est de l'île Prince of Wales qui ont pu être causées par des failles locales.

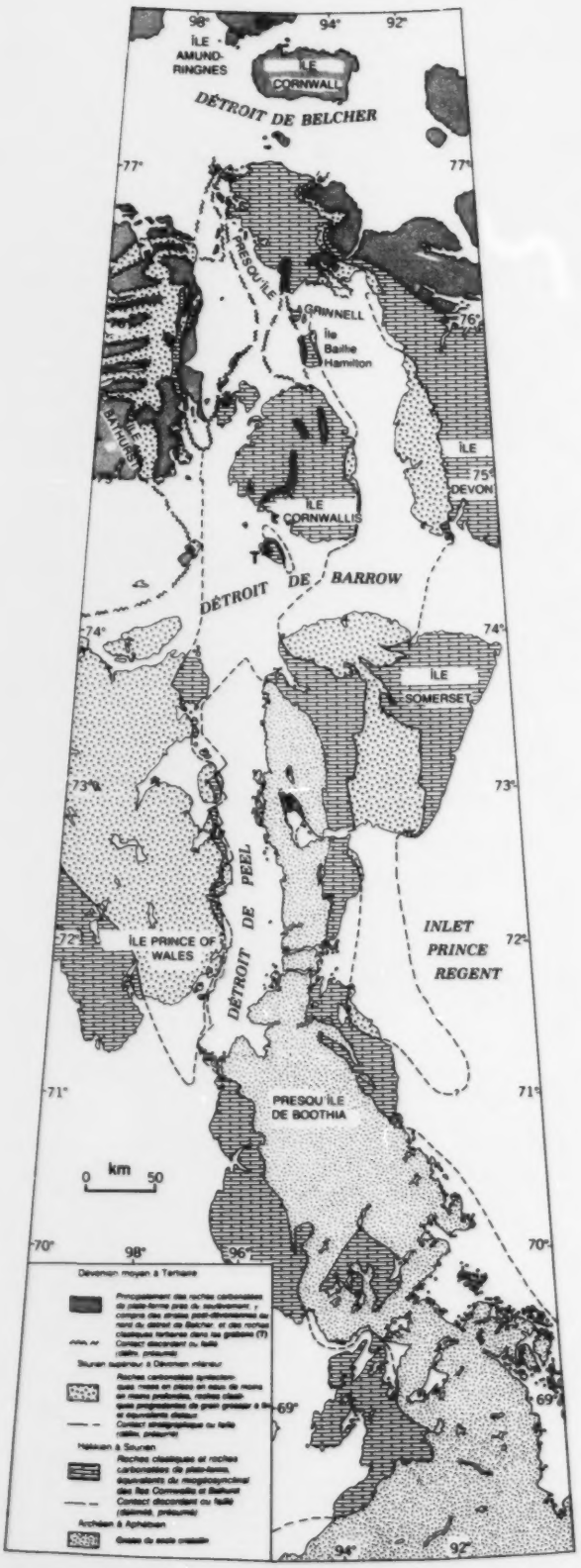


Figure 12C-1. Éléments tectonostratigraphiques et principales caractéristiques géographiques du soulèvement de Boothia.

La sédimentation qui a eu lieu du Silurien tardif au Dévonien précoce sur le soulèvement de Boothia et dans les régions avoisinantes a été analysée au chapitre 8B, et seules les deux conséquences tectoniques les plus importantes sont reprises dans le cadre de ce chapitre.

(1) Deux phases tectoniques (différentes des impulsions 2 et 3 de Kerr) sont reconnues (Thorsteinsson, 1980). Pendant la première phase du Silurien tardif (toute fin du Ludlowien et Pridolien), seule la partie méridionale du soulèvement, y compris l'île Somerset, la partie est de l'île Prince of Wales et la presqu'île de Boothia, émergeait et a produit des sédiments détritiques. La partie septentrionale immergée était également tectoniquement instable mais à un degré moindre (Packard, 1985). Par exemple, de la toute fin du Ludlowien au début du Pridolien, le passage d'une rampe sous-marine à un prodelta et un front deltaïque et enfin à une plate-forme abritée (événement 3 de la figure 8B-19; Formation de Douro et partie inférieure de la Formation de Barlow Inlet), coïncide avec la naissance du soulèvement de Boothia. Les cycles de sédimentation dans le membre supérieur de la Formation de Barlow Inlet portent à croire qu'il y a eu submersion périodique (chaque 10^4 à 10^5 années) de blocs limités par des familles de failles orientées nord et est. Ces mouvements descendants de faible envergure (de l'ordre de 10 m) sont vraisemblablement la contrepartie des soulèvements produits plus loin au sud. Les olistostromes de calcaire épicontinental trouvés dans la Formation de Cape Phillips, dans le nord de l'île Cornwallis (Thorsteinsson, communication personnelle, 1986), témoignent probablement d'une activité sismique à la marge de la plate-forme, mais ils ne sont pas limités aux environs du futur soulèvement de Boothia.

Au cours de la deuxième étape au Dévonien précoce, l'ensemble du soulèvement a émergé et produit des sédiments clastiques grossiers dont une grande proportion était du conglomérat. Les mouvements ont dû cesser au Pragien et la pénéplanation a pris fin avant la sédimentation de la Formation de Disappointment Bay au milieu de l'Emsien.

(2) Les relations de faciès dans la Formation de Peel Sound des îles Somerset et Prince of Wales indiquent que le soulèvement a été asymétrique (Miall et Gibling, 1978). Le bord occidental du soulèvement semble avoir été limité par des pentes abruptes contre lesquelles il y a eu accumulation de sable et de gravier dans des réseaux de cônes côtiers. Sur le bord oriental, des sédiments plus fins dérivés de pentes douces ont été transportés sur une grande plaine alluviale et un estran.

ÉVÉNEMENTS AYANT INFLUENCÉ LE SOULÈVEMENT DE BOOTHIA AU DÉVONIEN TARDIF ET AU TERTIAIRE

La compression survenue durant l'orogenèse ellesmérienne ayant eu lieu du Dévonien tardif au Carbonifère précoce, a produit la zone de plissement de Parry Islands à l'ouest du soulèvement dans l'île Bathurst, ainsi que des structures d'interférence spectaculaires le long de la côte est de l'île (Temple, 1965; Kerr, 1974). Bien que le soulèvement se soit comporté comme un contrefort, il y a eu resserrement des plis nord-sud affectant sa couverture et plissement des strates sus-jacentes discordantes du Dévonien inférieur et moyen. Des plis transversaux de plus faible amplitude se sont formés dans l'île Cornwallis et la presqu'île Grinnell. Des plis et des chevauchements vers le sud observés à l'est de la presqu'île (Morrow et Kerr, 1977) pourrait également dater de cette époque. Les effets de l'orogenèse ellesmérienne n'ont pas été ressentis au sud du détroit de Barrow.

La formation de failles au Tertiaire a produit, dans le soulèvement, des grabens dans lesquels sont conservées des strates tertiaires (Formation d'Eureka Sound) et plus anciennes; le plus gros de ces grabens se trouve dans l'île Somerset. Certaines failles anciennes du soulèvement et des régions adjacentes ont pu être réactivées à cette époque. Le détroit de Peel pourrait être une dépression topographique d'âge tertiaire qui est contrôlée par des failles (Kerr, 1977). Le soulèvement demeure aujourd'hui un foyer de faible activité sismique (chapitre 5C).

MODÈLES TECTONIQUES

Le soulèvement de Boothia est considéré depuis longtemps comme étant un simple «horst» du socle vraisemblablement d'origine isostatique (Walcott, 1970), qui a produit des failles et une tectonique de revêtement dans les strates de couverture (Kerr et Christie, 1965; Kerr, 1977). Kerr (1977) l'a comparé aux modèles du soulèvement de blocs verticaux de la province de Wyoming (Stearns, 1971). Plus tard, la réinterprétation des modèles du soulèvement de Wyoming (blocs chevauchés plutôt que blocs verticaux) (Smithson et al., 1978, 1979) et l'asymétrie des prismes de sédiments clastiques adjacents au soulèvement de Boothia ont mené Miall (1983a) à réviser les analogies entre ces soulèvements. Sa proposition décrit le soulèvement de Boothia comme un bloc chevauché à grande profondeur et à pendage est. Son hypothèse est appuyée par des données géophysiques (gravimétriques) (Berkhout, 1973) et une réinterprétation des structures (Stewart et Kerr, 1984).

Les données gravimétriques portent à croire que des sédiments de faible densité existent sous le socle dans le détroit de Peel (fig. 12C-4). Dans les régions à faible relief, l'attitude des failles est incertaine et les failles normales dont le côté ouest est affaissé (Stewart et Kerr, 1984) sont interprétées comme étant des failles inverses ou chevauchantes à regard ouest et à pendage est. La présence de plis et de failles à vergence ouest dans l'est de l'île Prince of Wales (Christie et al., 1966), ainsi que de failles chevauchantes à l'ouest du soulèvement et peut-être de copeaux de socle le long de sa marge est dans la presqu'île de Boothia, vient appuyer cette hypothèse. Les structures montrées aux figures 12C-2 et 12C-3 reflètent ce genre de modèle de chevauchement pour le soulèvement. Les strates de couverture sont intimement liées au socle dans les parties méridionales du soulèvement. Au nord, là où le socle est masqué, les structures de la couverture ne présentent une asymétrie prononcée que sur le bord externe du soulèvement, dans l'est de l'île Bathurst. Dans l'île Cornwallis et sur la presqu'île Grinnell, les indices d'un chevauchement vers l'ouest sont peu nombreux. Les différences reconnues dans le style de la déformation de la couverture dans le nord et le sud du soulèvement sont vraisemblablement dues à l'affleurement de niveaux structuraux différents, et à la présence, dans le nord, d'une séquence épaisse d'unités de shales et d'évaporites ductiles, et dans le sud, d'une séquence plus mince de roches carbonatées de plate-forme. L'analogie entre le soulèvement de Boothia et les structures de la province de Wyoming

(Gries, 1983) est mise en relief grâce à l'étude comparée du comportement mécanique des colonnes stratigraphiques (voir Cook, 1983). Les strates ductiles (dans la zone de plissement de Cornwallis, l'évaporite de la Formation de Baumann Fiord de l'Ordovicien et peut-être aussi les unités de siltstones évaporitiques de la formation cambro-ordovicienne de Cass Fjord) reposent sur des unités compétentes et leur socle cristallin, et sous des formations de roches carbonatées épaisses de la séquence supérieure de couverture. Leur présence sert de base à l'interprétation des structures au moyen d'un style tectonique de couverture et de socle (thick skinned tectonic model).

Les structures de la zone de plissement de Cornwallis permettent de fixer approximativement la position des failles de décollement présumées qui se seraient produites en profondeur dans le socle (fig. 12C-3); la présence de telles failles est également suggérée par les changements dans l'importance du soulèvement qui varie par gradins d'ouest en est. L'importance du soulèvement a été estimée en calculant l'épaisseur des coupes stratigraphiques qui manquent à proximité du soulèvement. Ces estimations ont donné des chiffres minimaux aux endroits où le socle affleure et où il y a eu érosion d'une épaisseur inconnue du socle. Les courbes de niveau approximatives indiquent que le soulèvement a augmenté du sud au nord mais qu'il n'a probablement pas dépassé 4 ou 5 km. Au nord du détroit de Barrow, il faut tenir compte de l'influence du plissement au Dévonien tardif; l'épaisseur manquante des coupes stratigraphiques érodées atteint plus de 7 à 9 km à certains endroits, mais seulement 2 à 4 km sous les strates de la plate-forme mises en place après le soulèvement (Formation de Disappointment Bay) (R. Thorsteinsson, communication personnelle). Les courbes de niveau du soulèvement semblent indiquer qu'il existe une série de feuillets de socle dont les surfaces supérieures sont inclinées vers l'est sous la couverture plissée et faillée. Les estimations du rejet horizontal qui a pu accompagné le soulèvement dépendent du pendage des failles inverses. Le modèle gravimétrique de Berkhout (1973) propose des pendages de 5 à 15°, ce qui exigerait un raccourcissement crustal d'environ 30 km. Des attitudes plus abruptes (25 à 30°), établies à partir d'analogies faites avec les structures de Wyoming, donneraient des estimations moins élevées.

Les changements de niveau dans la stratigraphie de couverture et des courbes de niveau du socle soulevé (fig. 12C-1, 12C-3) portent à croire qu'il existe des failles (fig. 12C-3) dans le détroit de Barrow. La présence de tels accidents permettrait d'expliquer les relations qui existent entre les failles inverses observées dans l'est de l'île Prince of Wales et celles qui sont inférées à l'extrémité nord-ouest du socle «à découvert», et les relations entre les failles normales inférées entre le nord de l'île Somerset et le sud-est de l'île Cornwallis. Un retroglissement rotationnel le long des failles chevauchantes pourrait être à l'origine de ces éléments. Le détroit de Barrow marque également un changement dans la structure probable du socle du soulèvement, qui passe d'une seule grande masse (caractérisée peut-être par la présence de failles internes et de quelques copeaux subordonnés) au sud, à un vaste réseau de feuillets de socle cristallin bordés par des failles inverses au nord. Des failles coulissantes d'envergure (>30 km) dans l'une ou l'autre direction, telles que proposées par Drummond (1973) et Hamilton (1983), ne semblent pas s'être produites

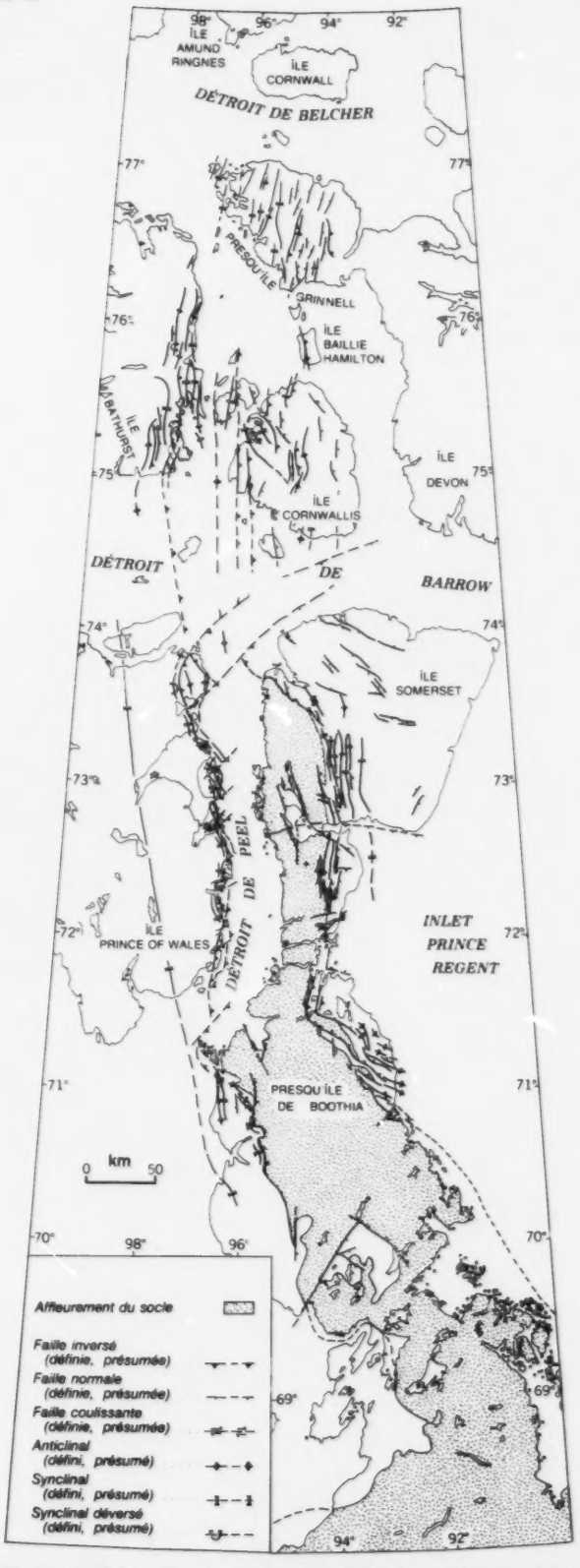


Figure 12C-2. Structures de couverture du soulèvement de Boothia et de la zone de plissement de Cornwallis. Données tirées de Christie et al. (1966), Kerr (1977), Stewart et Kerr (1984), Morrow et Kerr (1986) et R.Thorsteinsson (1988).

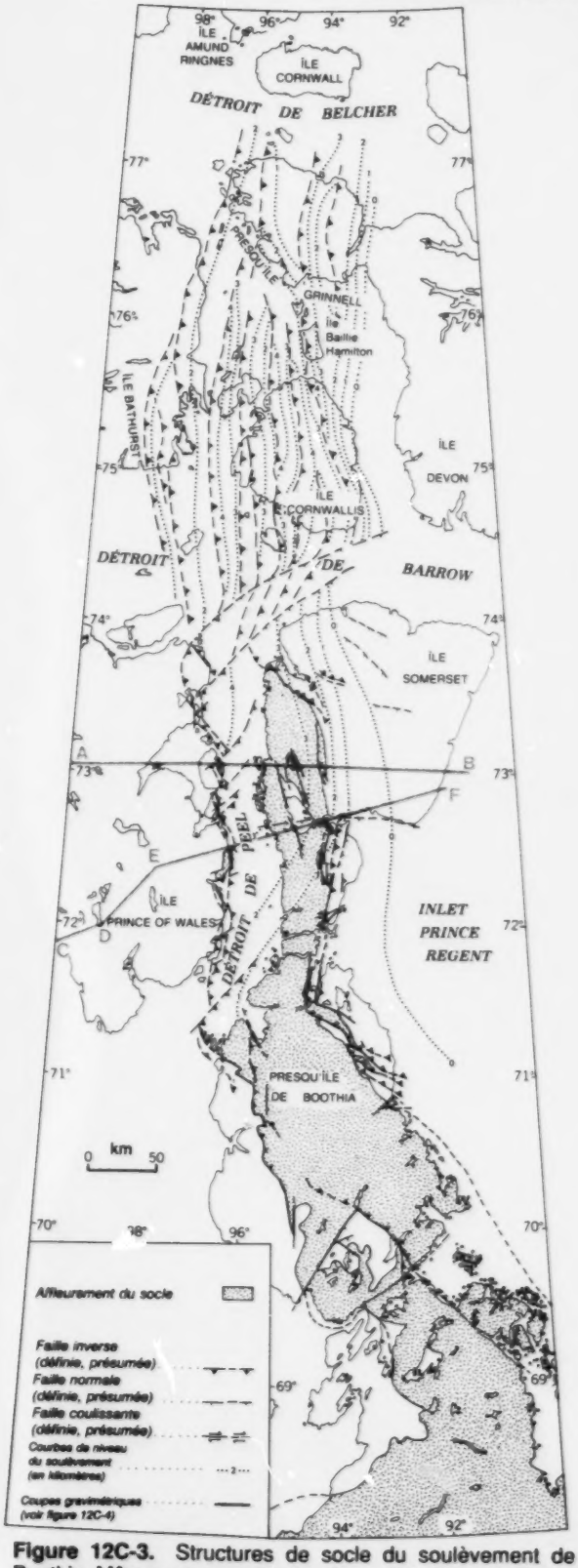


Figure 12C-3. Structures de socle du soulèvement de Boothia. Mêmes sources de données qu'à la figure 12C-2.

dans le détroit pendant ou après la formation du soulèvement de Boothia.

Au large de la côte nord de la presqu'île Grinnell, le soulèvement disparaît sous les strates carbonifères à mésozoïques du bassin de Sverdrup, où il est vraisemblablement tronqué par des failles normales est-ouest dans le détroit de Belcher. L'arche de Cornwall, dans les îles Cornwall et Amund Ringnes (fig. 17-1), pourrait témoigner d'un certain contrôle résiduel des plis tertiaires par les parties affaissées du soulèvement, mais la restauration palinspastique de la position de cette structure est incertaine et la juxtaposition pourrait n'être que fortuite.

CONSÉQUENCES RÉGIONALES DU DIASTROPHISME DU SOULÈVEMENT DE BOOTHIA

L'activité tectonique qui a produit le soulèvement a eu lieu presque en même temps que les dernières impulsions de l'orogenèse calédonienne (Ordovicien à Dévonien précoce) survenues dans le nord-ouest de l'Europe et le nord-est du Groenland (Soper et Hutton, 1984; Powell et Phillips, 1985). Sanford et al. (1985) ont avancé que les contraintes de compression générées aux marges de la Laurentie au cours de l'orogenèse calédonienne pourraient avoir provoqué le soulèvement de certains segments du socle limités par des failles à l'intérieur du craton. Le rajustement de la croûte, y compris le basculement de blocs faillés, a pu précéder et a en fait annoncé la déformation plus intense du soulèvement de Boothia. Bien que la fermeture de l'océan Iapetus entre la Baltique et la Laurentie ait pris fin avant le Wenlockien, une transpression sénestre tardi-calédonienne a continué de former des structures de compression jusqu'à l'Emsien. Dans le modèle de Soper et Hutton (1984, fig. 4), les vecteurs de la convergence nord-nord-ouest des plaques durant l'orogène calédonien sont presque perpendiculaires au soulèvement de Boothia sur une projection polaire (fig. 12C-5).

Les soulèvements semblent s'être formés aux endroits où le socle avait des directions structurales nord ce qui semblent avoir favorisé une réaction du socle à une légère compression de l'est vers l'ouest. Les zones du socle ayant des directions structurales différentes ne semblent pas avoir réagi à ces contraintes. Toutefois, les relations spatiales entre les régions tectoniquement actives ne sont pas évidentes, car les directions structurales, bien qu'orientées vers le nord, sont divergentes dans une reconstitution des plaques crustales sur une projection polaire (fig. 12C-5).

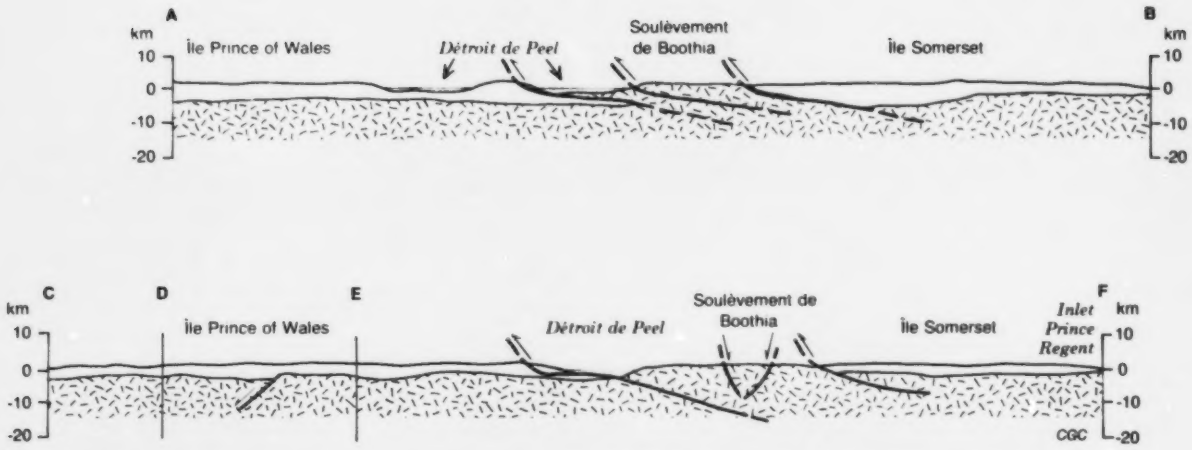


Figure 12C-4. Coupes transversales du soulèvement de Boothia dans les îles Somerset et Prince of Wales, fondées sur les données gravimétriques et les modèles de Berkhout (1973). Elles ont été modifiées pour éliminer l'exagération verticale (échelles horizontale et verticale égales), et certains détails géographiques et géologiques y ont été ajoutés. L'emplacement des coupes est indiqué à la figure 12C-3.

Figure 12C-5. Directions structurales dans le socle et la couverture pendant l'orogenèse siluro-dévonienne, tracées sur projection polaire et rétablies pour montrer les configurations possibles des plaques crustales au Dévonien précoce. La reconstitution suit celle d'Okulitch et Mayr (1984), selon les mécanismes proposés par Rice et Shade (1982), Peirce (1982) et Menzies (1982) pour décrire le déplacement des plaques au Crétacé tardif et au Tertiaire. Le raccourcissement relativement peu important de la croûte durant l'orogenèse ellesmérienne, du Dévonien au Carbonifère, a également été rétabli.

D. MOUVEMENTS DU SOULÈVEMENT D'INGLEFIELD AU DÉVONIEN PRÉCOCE

G.P. Smith et A.V. Okulitch

INTRODUCTION

Le soulèvement d'Inglefield (Smith et Roblesky, 1984) est situé dans le sud-est de l'île d'Ellesmere (fig. 12D-1); il s'agit d'un élément topographique positif du Dévonien précoce qui est défini comme étant la source de sédiments clastiques fluviatiles de cet âge. Il tire son nom des monts Inglefield trouvés sur la côte est de l'île d'Ellesmere, qui faisaient partie de ce territoire tectoniquement actif. Ce territoire comportait des strates du Paléozoïque inférieur et des roches cristallines du Bouclier canadien, mais rien n'est connu des structures qui limitent le soulèvement ou de la nature du diastrophisme qui les a produites. Le nom de «soulèvement d'Inglefield» est maintenant donné à ce qui était auparavant appelé «arche de la presqu'île Bache» (Kerr, 1967a).

ÉTUDES ANTÉRIEURES

Kerr (1967a, p. 485) a reconnu la présence d'une zone terrestre soulevée dans cette région; selon lui, l'arche de la presqu'île Bache est un accident tectonique qui s'étend du Groenland jusqu'à l'île d'Ellesmere. Il s'agit d'un étroit élément positif du socle qui a influencé la répartition des sédiments sus-jacents dont l'âge va du Cambrien précoce au Dévonien tardif, et qui a été délimité à partir de données stratigraphiques et structurales. En outre, Kerr (1967b) a mis en évidence l'émergence généralisée du centre de l'île d'Ellesmere à compter de la toute fin du Dévonien précoce jusqu'au début du Dévonien moyen. Il a décrit l'arche comme étant un accident tectonique étroit à orientation est-ouest, qui s'étend de la région de la presqu'île Bache, dans l'île d'Ellesmere, à travers le détroit de Nares jusqu'au Groenland, mais ne le considère pas comme faisant partie du Bouclier précambrien au sud (Kerr, 1967c, fig. 12D-1). Trettin et al. (1972, p. 126) et Kerr (1976, p. 15) ont également mentionné l'existence, dans le centre est de l'île d'Ellesmere, d'une zone qui a été soulevée au Dévonien précoce et qui a produit les dépôts clastiques de la Formation de Vendom Fiord. Trettin (1978) a désigné cette région soulevée sous le nom d'arche du sud-est ou d'arche cratonique de la presqu'île Bache. Roblesky (1979) a respecté cette nomenclature. Miall (1983b, p. 227) a utilisé des données stratigraphiques et structurales pour effacer tous les doutes quant à l'existence de l'arche de la presqu'île Bache; il affirme que l'arche ne traverse probablement pas le détroit de Nares, mais qu'il s'agit d'un élément structural orienté nord-sud qui s'étend vers le sud à partir de la presqu'île Bache. Ce concept est appuyé par la direction régionale des structures précambriennes trouvées dans le socle du sud-est de l'île d'Ellesmere à partir de la côte sud jusqu'à la presqu'île Bache incluse (Taylor, 1981, fig. 2; Frisch, 1983). Smith et Roblesky (1984) ont proposé un nouveau nom, celui de soulèvement d'Inglefield, pour éviter la confusion dans la nomenclature. La partie nord du soulèvement comprend la région qui était auparavant désignée sous le nom d'arche de la presqu'île Bache.

HISTOIRE TECTONIQUE

L'histoire précambrienne des roches du soulèvement est méconnue à cause de la présence d'une vaste couverture de glace. Les roches cristallines datent de l'Archéen et ont été déformées et intrudées de manière complexe (Frisch, 1983; chapitre 6). Les directions tectoniques régionales ont principalement une orientation nord mais deviennent sud-ouest vers la côte méridionale de l'île d'Ellesmere. Le Groupe de Thule et la Formation de Rensselaer Bay du Protérozoïque se sont accumulés en discordance sur le craton, marquant le début de la sédimentation de la plateforme qui s'est poursuivie sans interruption importante jusqu'à l'accumulation de la Formation de Goose Fiord du Lochkowien à la fin du Pragien (Packard et Mayr, 1982; Mayr, 1982; Mayr et Okulitch, 1984; chapitre 8B).

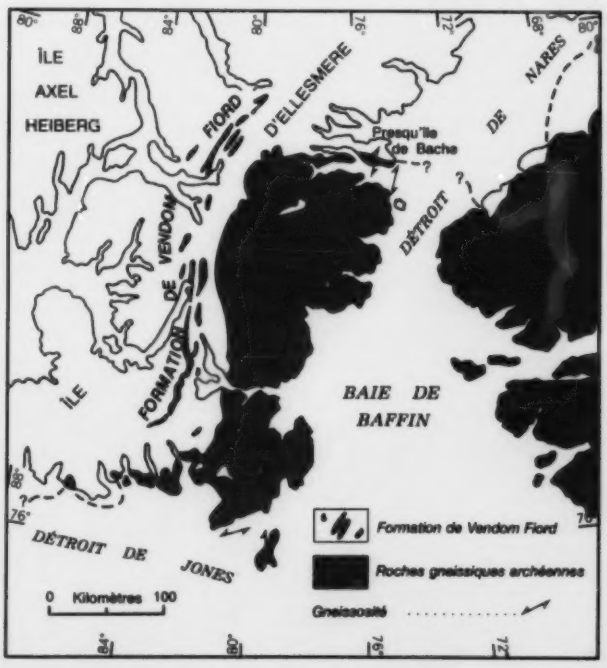


Figure 12D-1. Soulèvement d'Inglefield.

Smith, G.P. et Okulitch, A.V.
1991: Mouvements du soulèvement d'Inglefield au Dévonien précoce; dans chap. 12 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plateforme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Les indices à l'appui de la montée du soulèvement d'Inglefield sont fondés principalement sur l'accumulation discordante des sédiments clastiques de la Formation de Vendom Fiord (Kerr, 1967b), qui s'échelonne de la fin du Pragien à la fin du Zlichovien tardif. Cette formation comprend un conglomérat basal à dolomie, dans lequel la matrice contient du quartz et de petites quantités de feldspath et de micas; le conglomérat repose sous une séquence complexe de grès quartzeux, de siltstone, de calcaire, de gypse et d'anhydrite interstratifiés (Trettin, 1978; Roblesky, 1979). Ces sédiments sont interprétés comme s'étant accumulés dans un milieu de cône alluvial qui a passé, vers l'ouest, à des milieux de cours d'eau anastomosés et de lacs de playas (Roblesky, 1979) et, encore plus loin à l'ouest, à des conditions épicontinentales (Trettin, 1978). Une mégaséquence à granoclassement normal suggère la présence d'un relief contemporain contrôlé par des failles actives. Les parties orientales de la séquence du Paléozoïque inférieur de la Plate-forme de l'Arctique sont manifestement la source proximale primaire des sédiments clastiques de la Formation de Vendom Fiord (voir la figure 8B-37). Des grains fins et subanguleux de quartz et de feldspath dans la matrice ont pu provenir de régions situées plus loin à l'est où la couverture cratonique était peut-être plus mince et facilement érodée, de sorte que le craton s'est trouvé à découvert. Les directions de courant (Roblesky, 1979) indiquent des sources au nord-est, à l'est et au sud-est.

Aucune structure ne peut être reliée directement à la montée du soulèvement d'Inglefield. Les directions structurales dans le socle se dirigent vers le nord, et plusieurs failles normales parallèles à cette direction s'allongent entre les nunataks du craton et les affleurements de la Formation de Vendom Fiord (Thorsteinsson et al., 1972; Okulitch, 1982). Certaines de ces structures ont pu être actives de la fin du Pragien au Zlichovien. De nombreuses failles à orientation nord et est-ouest trouvées sur la presqu'île Bache (Kerr, 1973a) pourraient représenter l'expression la plus septentrionale du soulèvement. Au nord de la presqu'île, toutes les structures pouvant être reliées au soulèvement ont été recouvertes par des chevauchements du Tertiaire. Le soulèvement d'Inglefield ressemble au soulèvement de Boothia du fait qu'il s'est formé à peu près en même temps et qu'il a probablement été contrôlé par la réactivation des structures nord-sud du socle. Au cours de la fin du Zlichovien et jusqu'à la fin du Daléjien, le mouvement ascendant du soulèvement d'Inglefield a cessé, et la mer a inondé sa marge et déposé la dolomie de la Formation de Disappointment Bay (anciennement la Formation de Blue Fiord). Les parties centrales et orientales du soulèvement d'Inglefield ont dû demeurer tectoniquement actives et ont constitué une des nombreuses sources de sédiments clastiques durant la sédimentation de la Formation de Bird Fiord et du Groupe d'Okse Bay de la fin du Daléjien à la fin du Frasnien.

E. DÉFORMATIONS DANS LE NORD DES ÎLES D'ELLESMERE ET AXEL HEIBERG, DU DÉVONIEN MOYEN AU CARBONIFÈRE PRÉCOCE

H.P. Trettin

PARTIE NORD DE L'ÎLE D'ELLESMERE

Deux impulsions importantes de déformation ont eu lieu dans le nord de l'île d'Ellesmere durant l'intervalle s'étendant du Dévonien moyen au Carbonifère précoce; la première a précédé ou accompagné l'accumulation de la Formation d'Okse Bay (Givétien(?) à Frasnien), et la seconde l'a suivie (orogenèse ellesmérienne *sensu strico* du Dévonien tardif-Carbonifère précoce).

Soulèvement du nord-ouest de la zone de plissement de Hazen au Givétien(?) au Frasnien

La détermination des paléocourants et les études pétrographiques (U. Mayr, communication personnelle, 1986) indiquent que la Formation d'Okse Bay dans la zone de plissement de Clements Markham (Givétien(?) et Frasnien) est dérivée de roches mères riches en chert situées au sud-est, y compris la Formation de Hazen. Elles ont dû se trouver dans la partie nord-ouest de la zone de plissement de Hazen où les unités basales du bassin de Sverdrup reposent directement sur les strates fortement plissées de la Formation de Grant Land et des lits de Nesmith (Cambrien inférieur), les formations de Danish River et de Hazen ayant été érodées. La Formation de Hazen est conservée plus loin au sud-est (fig. 12E-1). Le plissement complexe de ces strates a précédé (s'étant produit au cours de l'accrétion au Silurien tardif; chapitre 12B) ou accompagné ce soulèvement.

Les strates dans le nord-ouest de la zone de plissement de Hazen peuvent être attribuées à quatre unités structurales qui ont des propriétés mécaniques et un style structural contrastants. L'unité inférieure englobe les lits de Nesmith et le membre A de la Formation de Grant Land et se compose de mudstones et de roches carbonatées finement stratifiées structuralement incompétents. Les affleurements au lac Rollrock et au glacier Henrietta (fig. 8C-3, emplacements LR et GHN) présentent de petits plis complexes qui sont habituellement isoclinaux. Plus loin au nord-est, cette unité structurale se présente en trois zones longues et étroites dont les limites linéaires sont probablement faillées. Les affleurements sont trop

Trettin, H.P.
1991: Déformation dans le nord des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg du Dévonien moyen au Carbonifère précoce; dans chap. 12 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Figure 12E-1. Affleurements de la Formation d'Okse Bay du Givétien et Frasnien, et région source probable.

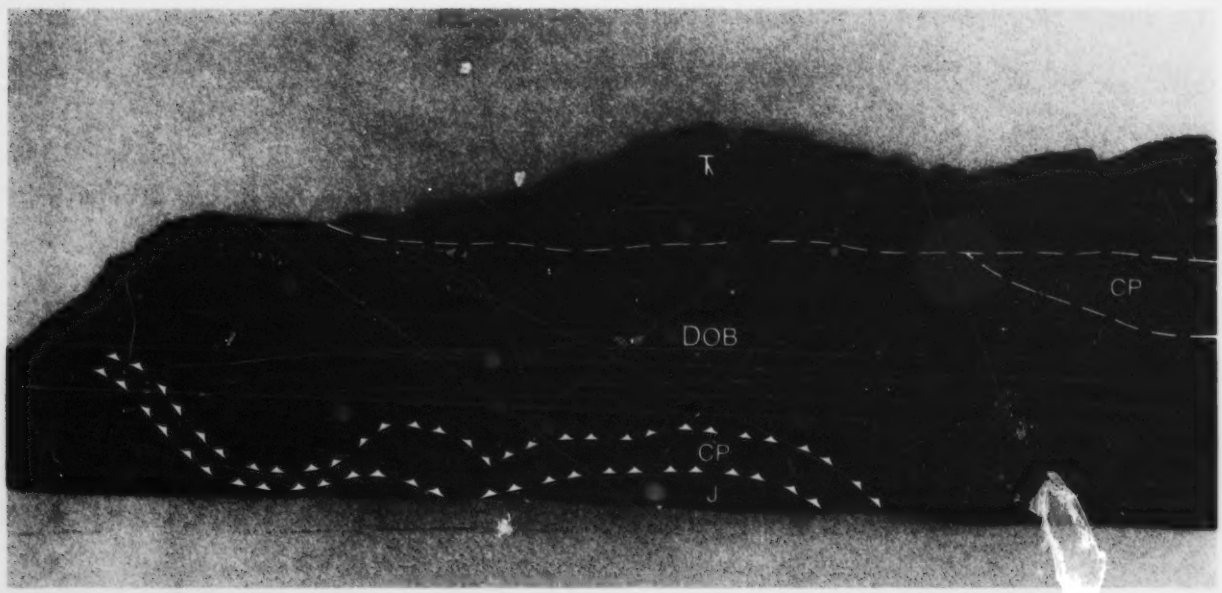


Figure 12E-2. Discordance entre la Formation d'Okse Bay du Dévonien (Dos) et le bassin de Sverdrup (CP = Carbonifère-Permien, T = unités triasiques) dans le col Yelverton, à 38 km environ au nord-ouest du fond du fjord Tanquary, selon une perspective nord-ouest. La Formation d'Okse Bay a chevauché des strates de la partie supérieure du Paléozoïque (CP) qui à leur tour ont chevauché des strates jurassiques (J). Hauteur relative d'environ 300 m. (Données géologiques tirées de travaux inédits de U.Mayr.)

mauvais pour permettre d'étudier la structure interne de ces zones, mais la vergence vers l'extérieur des plis dans le membre B adjacent de la Formation de Grant Land porte à croire que les lits de Nesmith forment des anticlinoriums en éventail.

Le membre B de la Formation de Grant Land constitue l'unité compétente à découvert la plus basse. Il présente des plis par glissement complexes mais de longueur d'onde relativement importante, qui sont controlés par des unités massives de grès ou de conglomérat (fig. 12E-3b).

Une deuxième unité incompétente constitue le membre C de la Formation de Grant Land (fig. 12E-3c) et le membre carbonaté de la Formation de Hazen. De petits plis complexes, généralement déversés ou couchés, caractérisent ces unités de roches carbonatées et de mudstones finement stratifiés. Dans certaines régions, les plis sont tellement déformés par des failles mineures que la structure est chaotique (fig. 12E-3a).

Le membre cherteux sus-jacent, relativement massif, de la Formation de Hazen constitue une deuxième unité compétente qui forme des plis bien définis à double plongement dont la longueur peut atteindre 12 km. Les strates directement sus-jacentes de la Formation de Danish River sont conformes à la Formation de Hazen (fig. 12E-3a), mais sont affectées, à des niveaux plus élevés, par un grand nombre de plis et de failles complexes de moindre importance.

La cause du soulèvement n'est pas apparente, mais un coulissage vers le sud-ouest, par exemple le long de la zone de failles de Porter Bay, pourrait expliquer: 1) le soulèvement de cette région source, 2) la conservation des sédiments clastiques dans un bassin losangique de «pull-apart», et 3) la déformation tardive dans le nord de l'île Axel Heiberg (voir ci-dessous).

Déformation du Dévonien tardif au Carbonifère précoce (orogenèse ellesmérienne *sensu stricto*)

Zone de plissement de Clements Markham, Pearya et partie nord-ouest de la zone de plissement de Hazen

La déformation généralisée de la toute fin du Dévonien au Carbonifère précoce qui a produit les zones de plissement de Central Ellesmere et de Parry Islands a probablement également touché le nord de l'île d'Ellesmere où il est difficile de la distinguer des déformations antérieures vu la rareté des affleurements du Dévonien supérieur. Jusqu'à maintenant, deux zones d'affleurements de ce type sont connues, et elles se présentent dans le col Yelverton de la zone de plissement de Clements Markham (fig. 12B-1). À cet endroit, la Formation d'Okse Bay est recouverte en discordance par des strates de la partie supérieure du Paléozoïque et du Trias du bassin de Sverdrup (fig. 12E-2). Les relations au niveau de la discordance indiquent que la Formation d'Okse Bay a été basculée, mais non pas plissée, avant la sédimentation des strates du Carbonifère supérieur.

Les deux zones sont trop petites pour être représentatives d'une région aussi vaste, mais il est raisonnable de présumer que la Pearya, la zone de plissement de Clements Markham, et peut-être aussi la partie nord-ouest de la zone de plissement de Hazen, ont été stabilisées à un point tel par les événements précédents que la formation de plis serrés est devenue impossible. Cependant, la compression nord-ouest-sud-est qui a formé la zone de plissement de Central Ellesmere peut avoir produit des chevauchements dans toute la région et accentué les directions arquées dans le sud-ouest de la Pearya (fig. 12B-3).

Parties centrale et sud-est de la zone de plissement de Hazen

L'âge de la déformation dans cette région, encadrée par des strates du tout début du Dévonien et du début du Carbonifère tardif, respectivement, est mal délimité. Cependant, l'absence d'indices sédimentologiques d'un soulèvement au Dévonien précoce ou moyen laisse supposer qu'elle remonte au plus au Dévonien tardif.

La **partie centrale de la zone de plissement de Hazen** est constituée principalement de la Formation de Danish River; des anticlinaux à double plongement de la Formation de Hazen, qui peuvent avoir jusqu'à 17 km de longueur, affleurent dans la partie nord-est. La Formation de Danish River est déformée par de petits plis complexes qui ressemblent aux plis en chevrons, typiques de certaines séquences de flysch (Ramsay, 1974). Des failles innombrables de moindre importance sont associées à ces plis, mais aucune faille importante n'a été signalée (fig. 12E-4).

Dans la **partie sud-est de la zone de plissement de Hazen**, les strates des affleurements s'échelonnent de la fin du Cambrien précoce au Silurien. Près du fjord Archer et de la baie Ella, la séquence d'eau profonde (formations de Hazen et de Danish River) recouvre les unités de roches clastiques de la plate-forme du Cambrien inférieur (Groupe d'Ellesmere, formations de Kane Basin et de Rawlings Bay). Plus loin au sud-est, elle est recouverte en discordance par des sédiments de plate-forme plus jeunes qu'elle confine (fig. 8C-26). Les unités du Cambrien inférieur affleurent dans un vaste anticlinorium à plongement sud-ouest. Des plis en échelons de second ordre sont bien développés sur les flancs de l'anticlinorium du côté nord-ouest de la baie Ella, soit au fond du fjord Archer.

Les structures adjacentes à la marge de la plate-forme continentale ordovicienne, au sud-est du fond du fjord Archer sont montrées dans les coupes transversales de la figure 12E-5. Les strates les plus au nord-ouest de la séquence de la plate-forme cambro-ordovicienne forment le vaste synclinal de Ninnis Glacier. Le contact avec la Formation de Hazen se distingue mal, mais semble être une faille de chevauchement à pendage abrupt à cet endroit; il ne semble pas être faillé ailleurs. Il coïncide probablement avec le changement de faciès des roches carbonatées de plate-forme continentale aux dépôts de talus du Cambrien moyen à tardif. Immédiatement au nord-ouest de la faille, les laminites clivées du faciès de plate-forme externe et talus supérieur de la Formation de Hazen présentent de petits plis très complexes; la structure générale de cette partie de la coupe transversale est incertaine vu l'absence de repères stratigraphiques. Plus au nord-ouest, des dépôts de bassin proximal trouvés dans la partie inférieure de la Formation de Hazen et les strates sous-jacentes de la Formation de Kane Basin, forment des plis qui sont plus petits et plus complexes que ceux des roches carbonatées de plate-forme (demi-longueur d'onde d'environ 0,5 à 1,5 km), mais plus larges et plus simples que ceux des

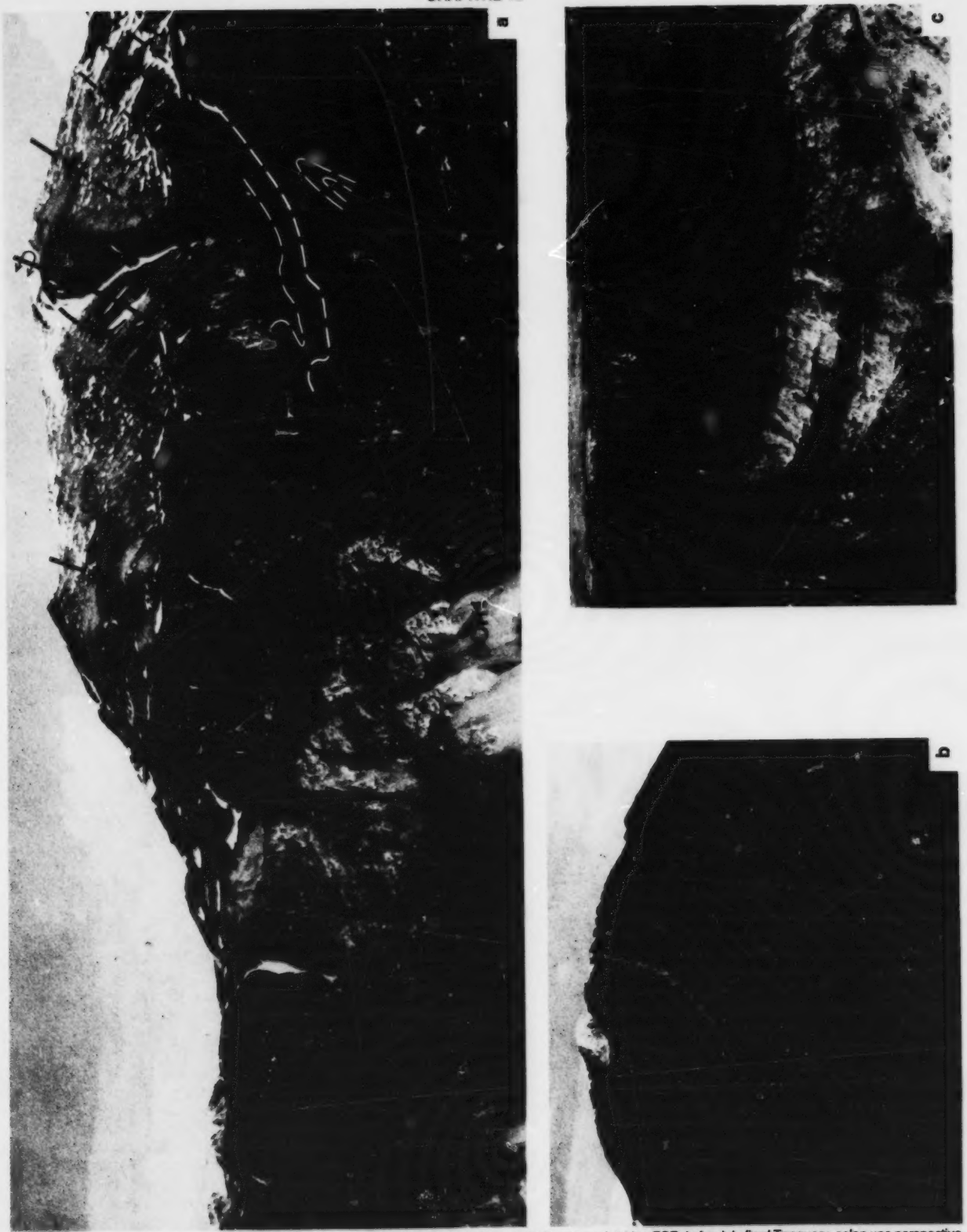


Figure 12E-3. Structures dans la partie nord-ouest de la zone de plissement de Hazen. (a)Structures à 14 km ESE du fond du fjord Tanquary, selon une perspective est. Le membre de roches carbonatées de la Formation de Hazen (€O$_{H1}$) montre des plis et des failles complexes. Les principaux plis déversés sont formés du membre de chert compétent (OS$_{H1}$) qui contrôle les structures de la Formation de Danish River sus-jacente (S$_{DR}$). La hauteur relative est d'environ 700 m. (b) Plis et failles complexes dans le membre B de la Formation de Grant Land, au nord du fond du fjord Tanquary. Hauteur relative d'environ 800 m. (c) Anticlinal couché formé dans les strates sommitales de la Formation de Grant Land (gris clair) et dans la base de la Formation de Hazen (gris foncé), à environ 12 km au nord-ouest du fond du fjord Tanquary.

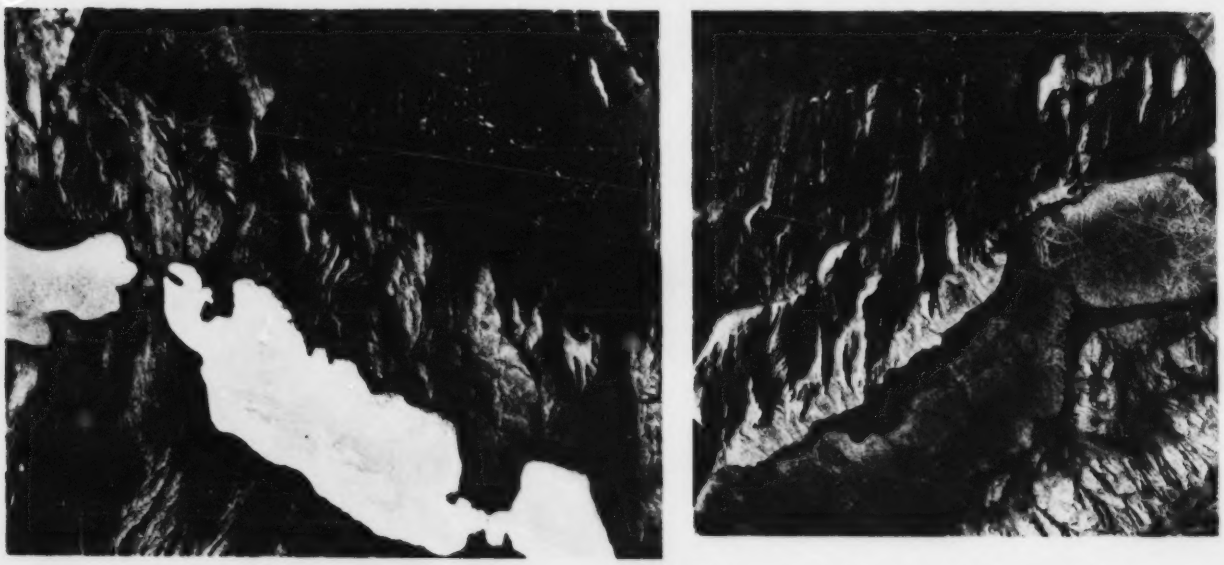


Figure 12E-4. Photographies aériennes verticales montrant des plis caractéristiques de la Formation de Danish River de la partie centrale de la zone de plissement de Hazen. (a) Au lac Murray (photographie aérienne A16609-115; Canada, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources); hauteur relative d'environ 700 à 800 m. b)Au lac Heintzelman (A16609-44); hauteur relative d'environ 600 m.

faciès de talus. Ces plis sont probablement contrôlés par des couches épaisses et massives de conglomérat de roches carbonatées des faciès de bassin proximal de la partie inférieure de la Formation de Hazen. Une augmentation vers le nord-ouest de la complexité structurale au sein de la Formation de Hazen devient apparente au fond de la baie Ella et peut être due à l'amincissement des couches massives dans cette direction.

PARTIE NORD DE L'ÎLE AXEL HEIBERG

Une deuxième phase de compression s'est produite dans la zone de plissement de Northern Heiberg quelque temps après l'accumulation de la Formation de Stallworthy du Dévonien inférieur et avant la mise en place de la Formation d'Emma Fiord du Carbonifère inférieur (Viséen). La seule structure qui peut être attribuée avec confiance à cet événement est la faille de chevauchement présumée qui est responsable du chevauchement vers le sud-ouest de la Formation de Svartevaeg sur la Formation de Stallworthy (faille chevauchante de Svartevaeg à la figure 12E-6; voir Trettin, 1987a). Bien qu'au moins certaines des failles qui limitent le soulèvement de Rens Fiord sont probablement associées à la déformation survenue du Silurien tardif au Dévonien précoce, elles ont dû être réactivées ou modifiées au cours de la déformation qui s'est produite du Dévonien moyen au Carbonifère précoce. Des failles reconnues sur le côté nord-est du soulèvement de Rens Fiord ont chevauché l'assemblage de Jaeger Lake et les couches d'Aurland Fiord sur des strates qui s'échelonnent du Cambrien inférieur au Silurien. Ces failles comprennent la faille d'Eetookashoo Bay, chevauchantes vers le nord-est, et les failles de Greenstone Lake et de Jaeger Lake, chevauchante vers le sud-ouest. L'on ne sait si la faille de chevauchement d'Eetookashoo Bay est renversée ou s'il s'agit d'une structure ancienne tronquée en profondeur par la faille de chevauchement de Greenstone Lake. Les prolongements sud-est de ces failles, sous la couverture quarternaire, ne semblent pas recouper la séquence du bassin de Sverdrup, signe que ces failles datent toutes d'une période antérieure au Viséen.

Sur le flanc sud-ouest du soulèvement de Rens Fiord, une vaste nappe de charriage subhorizontale composée des couches d'Aurland Fiord, qui présente par endroits, à sa base, une nappe secondaire de la Formation de Grant Land, repose sur des strates à pendage généralement abrupt de la Formation de Grant Land et localement de la Formation de Hazen. La vergence des plis sous la nappe de charriage d'Aurland Fiord porte à croire que le mouvement a eu lieu vers le nord-est, et ce charriage pourrait s'enraciner dans une faille à pendage abrupt qui limite les blocs faillés verticaux des couches d'Aurland Fiord dans la région à l'ouest du fjord Aurland. Cette faille chevauchante a eu un déplacement horizontal minimal de 9 km (coupe transversale C-C', fig. 12E-6). La nappe de charriage d'Aurland Fiord et les strates sous-jacentes sont recoupées par des dykes mafiques vraisemblablement du Crétacé tardif ou plus anciens, phénomène qui semble indiquer que le charriage a précédé l'orogenèse eurékienne. Cependant, il faudra confirmer cette hypothèse par la datation radiométrique puisque des dykes post-eurékiens sont présents à certains endroits dans le centre de l'île d'Ellesmere (chapitre 17).

L'on ne sait toujours pas ce qui a causé la déformation postérieure au Dévonien précoce et antérieure au Viséen dans le nord de l'île Axel Heiberg, mais elle pourrait être due au rejeu des mouvements vers le sud-ouest des zones de plissement de Hazen et de Clements Markham.

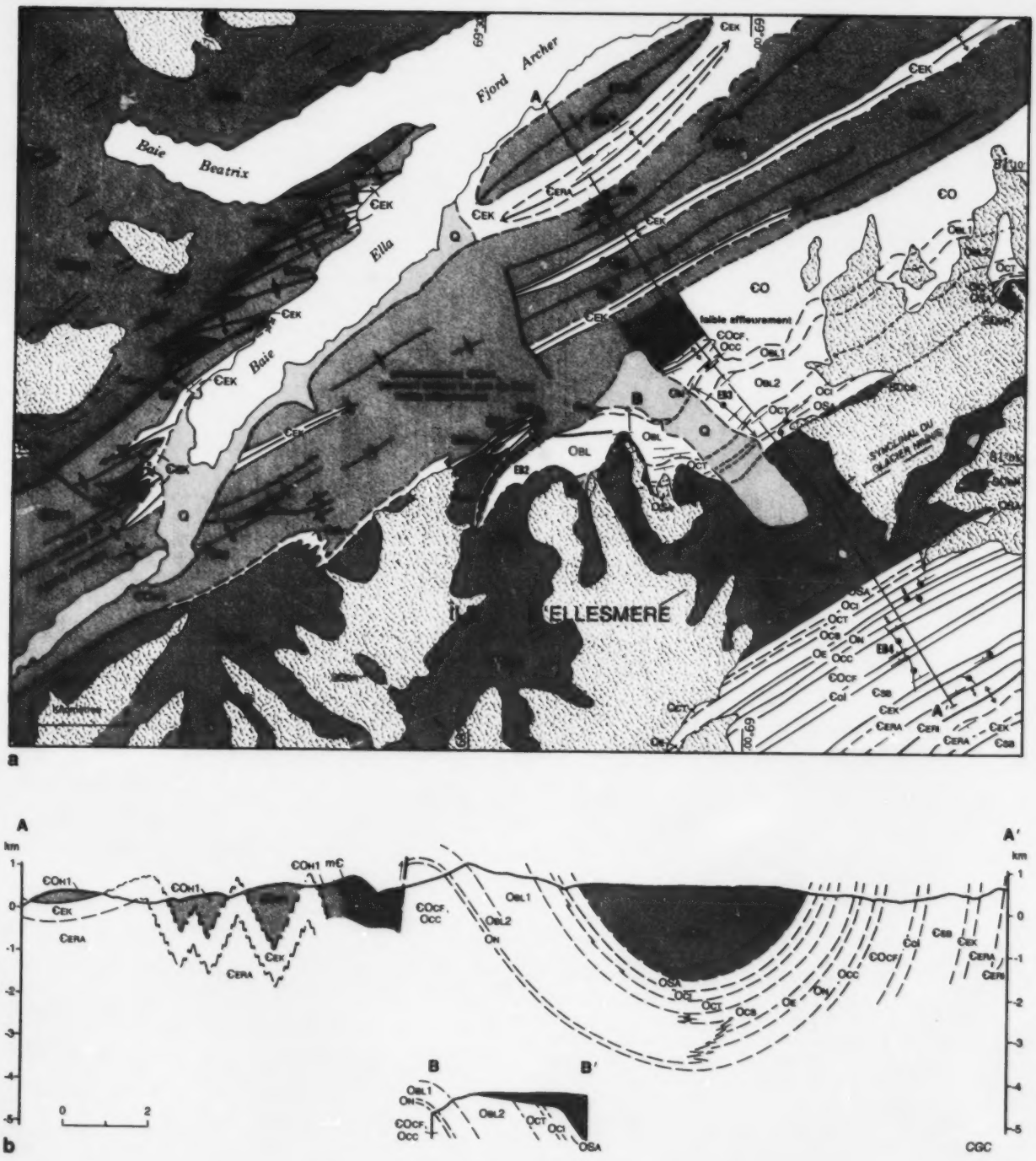


Figure 12E-5. Transition de la zone de plissement de Hazen à la zone de plissement de Central Ellesmere. La limite entre les deux zones coïncide avec la limite sud-est de la Formation de Hazen. (a)Carte géologique et index des coupes structurales et de la coupe stratigraphique composite (fig. 8C-26, coupes EB1 à EB4). (b)Coupes structurales A-A' et B-B'.

PHASES DE DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME ET PLUTONISME ASSOCIÉS AU SILURIEN ET CARBONIFÈRE PRÉCOCE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

LÉGENDE

QUATERNAIRE

Q

SUCCESSION D'EAU PROFONDE

SILURIEN, SILURIEN ET (?) DÉVONIEN INFÉRIEUR

SDR, SDDR — *Formation de Danish River*

DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR AU SILURIEN INFÉRIEUR

OSH2 — *Formation de Hazen* (COH1-lam - OSH2)
Membre cherteux : (Ordovicien sup. et ? Silurien inf.)

OSH1c — *Membre de roches carbonatées : unité sup. de calcaire (Ordovicien sup.? et Silurien inf.)*

COH1 — *Membre de roches carbonatées : non différencié (sommet du Cambrien inf. à l'Ordovicien sup.)*

COH1-lam — *Membre de roches carbonatées : faciès laminaire (intervalle d'âges incertain mais contenant des fossiles du Cambrien moyen)*

NON DIFFÉRENCIÉ

CAMBRIEN ET ORDOVICIEN

CO — *Formations de CASS FJORD, de CAPE CLAY et de HAZEN et lits de Ninnis Glacier*

ROCHES CARBONATÉES CONSTRUITES DE MARGE DE PLATE-FORME

PARTIE SUPÉRIEURE DE L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR ET PARTIE INFÉRIEURE DE L'ORDOVICIEN MOYEN

OBL2 — *Formation de Bulleys Lump* (OBL1 - OBL2)
Membre B

OBL1 — *Membre A*

Limite géologique (définie, approximative, projetée sous la glace ou la couverture de dépôts meubles)

Anticlinal, synclinal (la flèche indique l'inclinaison)

Anticlinal (déversé)

Faille (non précisée)

Faille normale (définie, approximative)

Faille de chevauchement (définie, approximative)

Stratification (direction et azimut du pendage; direction générale)

SUCCESSION DE PLATE-FORME

DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR AU SILURIEN INFÉRIEUR

OSA — *FORMATION D'ALLEN BAY*

ORDOVICIEN

GROUPE DE CORNWALLIS (OCB - OCI)

OCI — *FORMATION D'IRENE BAY*

OCT — *FORMATION DE THUMB MOUNTAIN*

OCB — *FORMATION DE BAY FIORD*

OE — *FORMATION D'ELEANOR RIVER*

ON — *Lits de Ninnis Glacier*

OCC — *FORMATION DE CAPE CLAY*

DU CAMBRIEN MOYEN À L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR

OCF — *FORMATION DE CASS FJORD*

CAMBRIEN INFÉRIEUR ET CAMBRIEN

COI — *Unité de calcaire collique*

CSB — *FORMATION DE SCORESBY BAY*

GROUPE D'ELLESMERE

CEK — *FORMATION DE KANE BASIN*

CERA — *FORMATION DE RAWLINGS BAY*

CERI — *FORMATION DE RITTER BAY*

Coupe structurale — A — A'

Coupe stratigraphique — EB1

Glacier

Lac

CGC

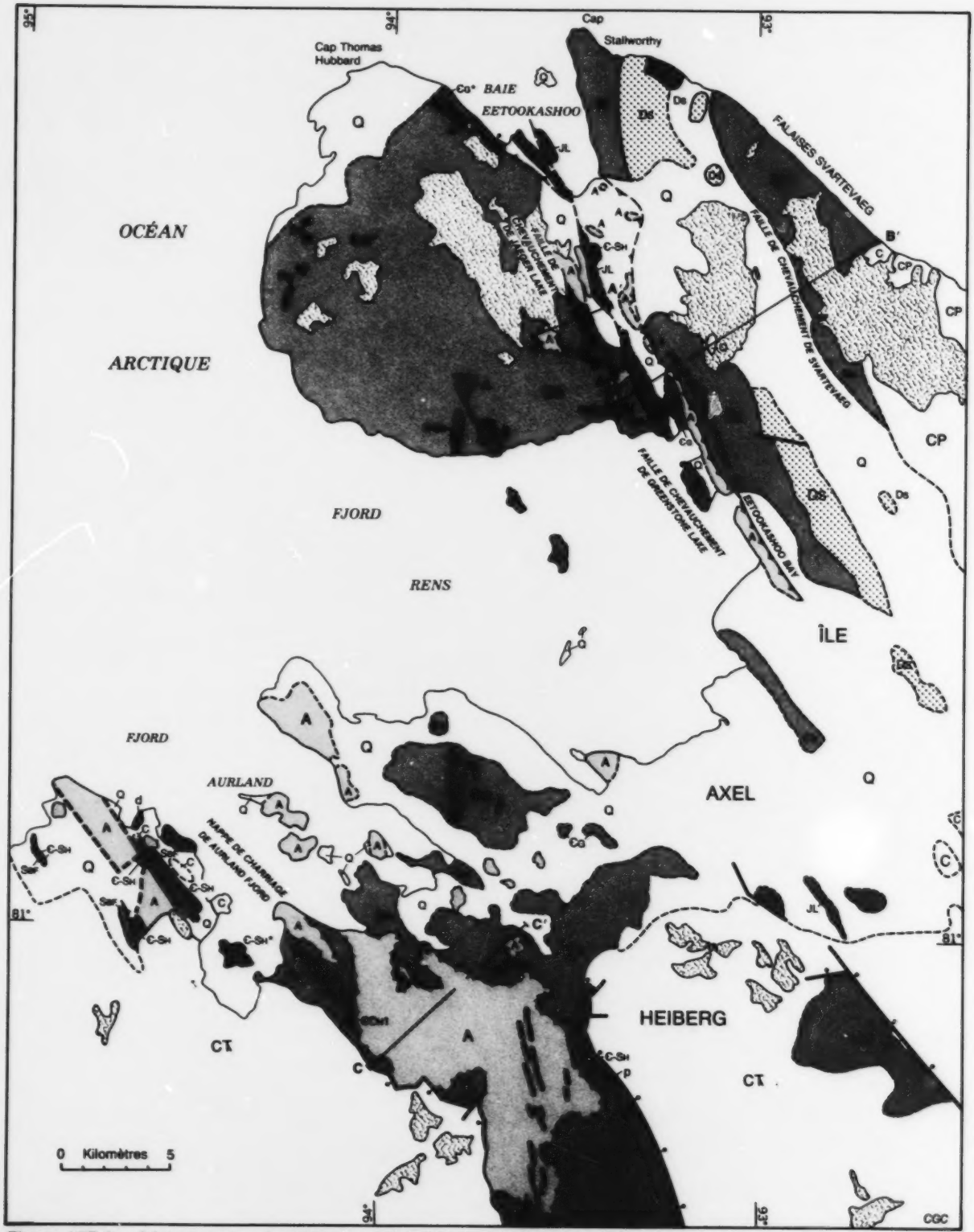
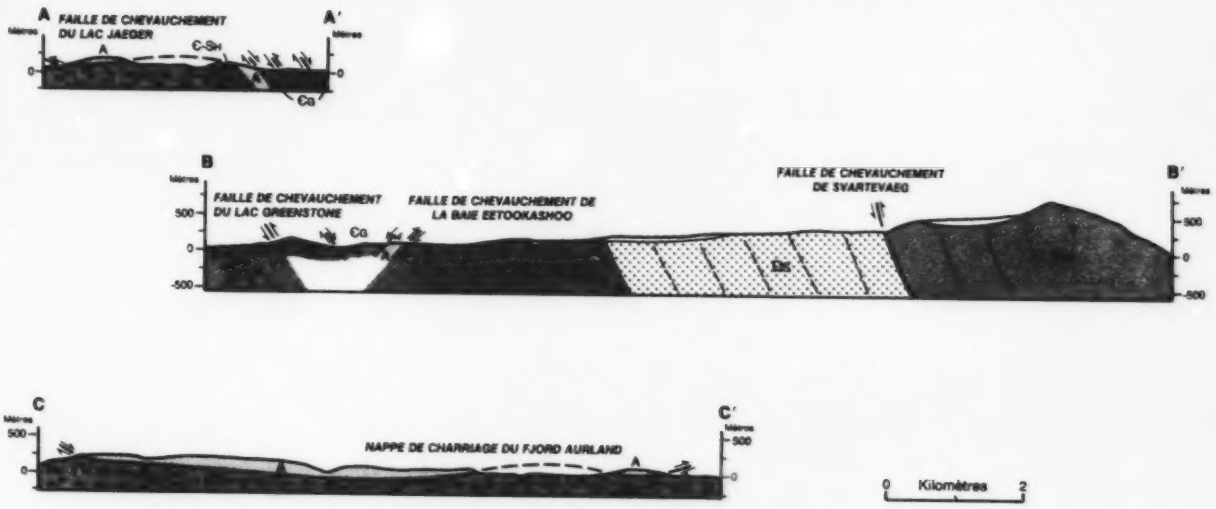


Figure 12E-6. Géologie pré-carbonifère du nord de l'île Axel Heiberg. La région au sud-est du cap Stallworthy indiquée Dg recouvre surtout des roches métasédimentaires accompagnées de quelques intrusions granitiques. Deux nouvelles datations U-Pb (zircon) ont récemment été établies à 360 ±3 Ma (tout début du Tournaisien) pour l'unité Dg située au sud-ouest du cap Thomas Hubbard, et 365,7 ± 0,5 Ma (Famennien) pour l'unité cartographique p au sud-est du fjord Rens (R. Parrish, communication personnelle, septembre 1989).

PHASES DE DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME ET PLUTONISME ASSOCIÉS AU SILURIEN ET CARBONIFÈRE PRÉCOCE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

COUPES SCHÉMATIQUES



LÉGENDE

ROCHES SÉDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES

QUATERNAIRE

Q — *Sable, gravier, boue*

CARBONIFÈRE, CARBONIFÈRE ET PERMIEN, DU CARBONIFÈRE AU TRIAS

C
CP
CT

DÉVONIEN INFÉRIEUR

Ds — *FORMATION DE STALLWORTHY: grès, mudrock, conglomérat*

SILURIEN

Ssv — *FORMATION DE SVARTEVAEG: grès d'origine volcanique; tuf, petite quantité de mudrock, coulées de roches volcaniques, conglomérat, brèche*

Se — *Couches d'Eetookashoo Bay: mudrock; petite quantité de grès, grès d'origine volcanique, tuf, conglomérat*

Sbf — *Couches de Bukken Fiord: grès d'origine volcanique, mudrock; petite quantité de conglomérat*

DU CAMBRIEN INFÉRIEUR AU SILURIEN INFÉRIEUR

C-Sн — *FORMATION DE HAZEN: chert, ardoise, roches carbonatées resédimentées*

C-Sн* — *Peut inclure la Formation de Grant Land ou les lits de Bukken Fiord*

COн1 — *Membre de roches carbonatées (Cambrien à Ordovicien)*

CAMBRIEN INFÉRIEUR

Cg — *FORMATION DE GRANT LAND: grès, ardoise, phyllite*

Cg* — *Peut inclure la Formation de Hazen, etc.*

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET(OU) PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

A — *Couches d'Aurland Fiord (partie inférieure du Cambrien inférieur?): dolomie, petite quantité de calcaire*

JL — *Assemblage de Jaeger Lake: coulées de roches basaltiques métamorphisées et tuf, dolomie, calcaire*

Remarque: Ordre stratigraphique incertain

ROCHES INTRUSIVES

CRÉTACÉ ET(OU) PLUS ANCIEN

Dykes de diabase

DÉVONIEN ET(OU) CRÉTACE

d — *Diorite*

p — *Porphyre felsitique*

DÉVONIEN SUPÉRIEUR ET(OU) PLUS ANCIEN

Dg — *Granodiorite, tonalite, diorite à quartz*

Limite géologique (définie, approximative)

Faille (affleurante, projetée sous la couverture de dépôts meubles)

Faille de chevauchement (affleurante, projetée sous la couverture de dépôts meubles)

Faille normale

Synclinal

Glacier

Lac

CGC

F. DÉFORMATION DES ZONES DE PLISSEMENT DE CENTRAL ELLESMERE ET DE JONES SOUND DU DÉVONIEN TARDIF AU CARBONIFÈRE PRÉCOCE

A.V. Okulitch

ZONE DE PLISSEMENT DE CENTRAL ELLESMERE

Introduction

La zone de plissement de Central Ellesmere accuse une forme en S et est constituée de plis et de failles chevauchantes orientés vers le craton. Elle s'étend de la marge orientale du soulèvement de Boothia dans l'île Devon vers l'est à travers le sud de l'île d'Ellesmere. Au fjord Baumann, les directions tectoniques deviennent nord-nord-est; elles persistent vers le nord jusqu'au fjord Cañon, où elles dessinent une courbe vers l'est et le nord-est (fig. 12F-1). La zone de plissement se prolonge à travers le passage Kennedy et le détroit de Robeson, dans le nord-ouest du Groenland (chapitre 11).

L'âge de la déformation de la zone de plissement est délimité par des strates du Famennien et du Viséen (formations de Parry Islands et d'Emma Fiord; voir les chapitres 10 et 11). Dans le centre et le sud de l'île d'Ellesmere, les structures ellesmériennes ont été réactivées et déformées par l'orogenèse eurékienne du Tertiaire. Dans le centre de l'île d'Ellesmere, où les structures des deux orogenèses sont de nature compressive et ont des directions semblables, leur âge demeure incertain sauf à quelques endroits où des strates relativement intactes du Carbonifère au Tertiaire reposent en discordance sur des unités déformées dévoniennes et plus anciennes, et aux endroits où des strates tertiaires ont été déformées.

À cause des directions différentes et des styles structuraux relativement variés, la zone de plissement sera décrite en trois segments: un segment méridional qui s'étend du nord-ouest de l'île Devon jusqu'au fjord Baumann, un segment central qui longe le fjord Vendom jusqu'au fjord Cañon, et un segment septentrional qui s'étend du fjord Cañon jusqu'au détroit de Robeson.

Segment méridional

Dans ce segment, les structures ellesmériennes ont une orientation est dans l'île Devon et décrivent une courbe légère pour s'orienter vers le nord à l'est du fjord Baumann. Les limites nord et nord-ouest affleurantes de la zone de plissement correspondent à des affleurements de strates carbonifères qui recouvrent la zone en discordance dans le nord de la presqu'île Grinnell et le centre de la péninsule Bjorne. Sous la discordance, les plis sont droits et les axes horizontaux sont larges, ouverts et concentriques dans les unités de roches carbonatées compétentes, et plus petits (moins de 1 km de longueur d'onde) dans les unités comme le siltstone de la Formation d'Eids du Dévonien inférieur (fig. 12F-1, coupe transversale A-B; fig. 3B [en pochette], coupe E-F). La structure principale la plus au sud-est de ce segment est le synclinal de Schei, qui s'étend de la presqu'île Grinnell jusqu'au sud du fjord Vendom.

Segment central

Dans tout le segment central au nord du fjord Baumann, il existe des plis droits ou déversés vers l'est à orientation nord-nord-est, des failles de chevauchement à vergence est et des failles normales qui se sont formés au cours des orogenèses ellesmérienne et eurékienne. Les structures ellesmériennes ont dû être réactivées pendant l'orogenèse eurékienne et par conséquent, dans la plupart des cas, leurs âges ne peuvent être déterminés.

Des structures manifestement ellesmériennes affleurent dans la région du fjord Trold, où des strates carbonifères légèrement plissées recouvrent en discordance des roches carbonatées plissées du début du Paléozoïque (Thorsteinsson, 1972b; fig. 12F-1, coupe transversale C-D, extrémité ouest). Il est raisonnable de supposer que deux grands synclinaux ouverts situés à l'ouest et à l'intérieur du fjord Vendom (fig. 12F-1, coupe C-D; fig. 3B, coupe C-D) sont des prolongements de plis ellesmériens trouvés à l'est des fjords Eids et Blue et du synclinal de Schei. Au nord du fjord Bay, des strates carbonifères à mésozoïques recouvrent des unités plissées dévoniennes et plus anciennes avec une discordance légère, mais sont elles-mêmes plissées et faillées le long de directions presque parallèles aux structures ellesmériennes. Quelques exemples de structures ellesmériennes réactivées ont été cartographiées (Thorsteinsson, 1972a). La plupart des plis sont concentriques, bien que des plis disharmoniques se manifestent dans les formations évaporitiques de Baumann Fiord et de Bay Fiord. La plupart des failles sont dissimulées dans des vallées et leurs attitudes ne sont déduites qu'à partir des pentes des crêtes adjacentes. Certaines des failles indiquées comme étant des failles de chevauchement pourraient être des failles normales.

Segment septentrional

Ce segment s'étend généralement vers le nord-est à partir du fjord Cañon sous la calotte glaciaire Agassiz jusqu'au promontoire Judge Daly. Des directions est reconnues au sud de la calotte glaciaire pourraient être le produit d'un gauchissement près de l'extrémité nord du soulèvement cratonique d'Inglefield (chapitre 12D), de la superposition d'importantes failles de chevauchement eurékiennes à vergence sud, ou des deux. Ce genre d'élément tertiaire abonde dans tout ce segment, et peu de structures définitivement ellesmériennes sont connues. Des plis droits

Okulitch, A.V.
1991: Déformation des zones de plissement de Central Ellesmere et de Jones Sound du Dévonien tardif au Carbonifère précoce; dans chap. 12 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

fermés à ouverts et des failles de chevauchement à vergence sud-est associées dateraient vraisemblablement de l'Ellesmérien, à en juger par leur style structural. Les strates paléozoïques ont été touchées par cette phase de diastrophisme partout dans la région, sauf à proximité du craton. Cette zone étroite de strates de plate-forme relativement non déformées peut être observée près de l'extrémité est du fjord Bay et dans la région de la presqu'île Bache (Thorsteinsson, 1972c; Kerr, 1973a, b). L'intensité de la déformation s'accroît au nord-ouest vers la zone de plissement de Hazen (chapitre 12E, fig. 12E-6).

Les plis sont concentriques, contrôlés par des unités de roches carbonatées compétentes, et leurs axes subhorizontaux peuvent atteindre jusqu'à 50 km de longueur. Les anticlinaux sont généralement fermés, alors que les synclinaux sont larges (Higgins et al. 1982; fig. 12F-1, coupes transversales E-F, G-H). Sur le promontoire Judge Daly, les plis ellesmériens reconnaissables sont des monoclinaux, des anticlinaux fermés dont quelques-uns sont déversés vers le nord-ouest (Higgins et al., 1982; de Vries 1974; fig. 12F-1, coupe transversale I-J), et le vaste synclinal de Ninnis Glacier (fig. 12E-6)

Sommaire

La géométrie globale de la zone de plissement de Central Ellesmere n'est pas complètement comprise, principalement en raison de la superposition de structures pénétratives de l'orogenèse eurékienne. Il est impossible d'évaluer l'importance du raccourcissement crustal (bien qu'il ne dépasse probablement pas 50 km). Comme dans la zone de plissement de Parry Islands, la déformation serait une déformation de couverture des décollements au sein des strates évaporitiques (formations de Bay Fiord et de Baumann Fiord) et près du socle cristallin (Trettin et Balkwill, 1979; de Vries, 1974). Les modèles établissant le mouvement des plaques lithosphériques qui auraient pu produire la zone de plissement demeurent spéculatifs.

ZONE DE PLISSEMENT DE JONES SOUND

La zone de plissement de Jones Sound, de forme arquée, comprend des failles inverses et normales à faible déplacement associées à des plis. Elle s'écarte de la zone de plissement de Central Ellesmere sur la presqu'île Grinnell, dans le nord-ouest de l'île Devon, pour se prolonger vers le sud-est et l'est dans le détroit de Jones et le long de la côte de l'île d'Ellesmere jusqu'au Bouclier canadien à l'inlet Makinson. L'extrémité ouest de la zone de plissement confine au soulèvement de Boothia et interfère avec ce dernier. Les directions structurales sont vers le nord-ouest près du soulèvement et vers l'ouest dans l'île Devon et une grande partie de l'île d'Ellesmere, passant au sud-ouest vers l'inlet Makinson. Sur une bonne partie de sa longueur, la zone de plissement de Jones Sound est séparée de la zone de plissement de Central Ellesmere par une structure monoclinale (le flanc sud-est du synclinal de Schei) morcellée par failles qui a 70 km de largeur et dont le pendage s'incline faiblement vers le nord-ouest (coupes A-B à la figure 12F-1, coupes E-F-G à la figure 3B).

Des failles de chevauchement à vergence sud-ouest et des plis déversés sont présents dans la chaîne Douro sur la presqu'île Grinnell (Morrow et Kerr, 1977, 1986). Des plis droits et des failles de chevauchement de moindre importance à vergence nord trouvés sur la presqu'île Colin Archer pourraient se prolonger à l'est sous le détroit de Jones jusqu'au cap South dans l'île d'Ellesmere. Plus à l'est, dans l'île d'Ellesmere, des failles inverses de vergence sud à sud-est ont été interprétées comme ayant impliqué le socle cristallin précambrien (Mayr et Okulitch, 1984).

Cette extrémité est de la zone de plissement est complexe (fig. 3B, coupes J-K et L-M): des failles et des plis datant probablement de l'Ellesmérien sont recoupés par des niveaux de décollements plats qui se sont formés au sein des couches évaporitiques ordoviciennes, et par trois familles de failles s'échelonnant de la toute fin du Crétacé au Tertiaire et reliées à l'ouverture de la baie de Baffin (chapitre 17). Étant donné ce genre de liens, la géométrie et l'histoire des structures ellesmériennes inférées demeurent méconnues. Les failles inverses ne semblent pas suivre des zones de faiblesse évidentes de la séquence paléozoïque, mais elles pourraient résulter de la réactivation de structures dans le socle cristallin dont la direction à cet endroit est approximativement est-ouest. Les anomalies magnétiques (McGrath et Fraser, 1981) semblent indiquer que les directions du socle sont nord-ouest-sud-est dans le détroit de Jones et les parties adjacentes de l'île Devon. Les directions du socle ne sont pas visibles dans la configuration magnétique de la partie nord-ouest de l'île Devon (sauf pour l'extrême est de la péninsule Colin Archer), où la couverture sédimentaire est plus épaisse et la température du socle, profondément enfoui, a dû baisser sous l'isotherme de Curie (voir le chapitre 5D). Cependant, le parallélisme des structures dans cette région et des anomalies reconnues dans le détroit de Jones et la partie centrale de l'île Devon, porte à croire que les structures de l'extrême ouest de la zone de plissement de Jones Sound sont également controlées par les structures du socle. L'absence de structures ellesmériennes dans la Plate-forme de l'Arctique entre la zone de plissement de Jones Sound et le synclinal de Schei reste inexpliquée, bien que certains parallèles peuvent être établis avec la province de Wyoming dans l'ouest des États-Unis, où une zone de failles et de plis contrôlés par le socle se présente du côté externe (côté craton) d'une zone plus étendue de plis et de failles de chevauchement typiques d'un style de couverture.

L'unité la plus jeune reconnue comme ayant été touchée par la déformation de la zone de plissement est la Formation de Nordstrand Point du Dévonien supérieur du Groupe d'Okse Bay. Sur la péninsule Colin Archer, des vestiges de la Formation de Canyon Fiord du Carbonifère supérieur sont conservés dans un graben tertiaire(?) au sein de la zone de plissement. Les strates sont inclinées au sein du graben, et les unités évaporitiques présentent des plis dus à l'entraînement des couches le long des marges du graben. Des strates très plissées et chevauchées d'âge ordovicien à dévonien flanquent le graben. Les strates tertiaires du Groupe d'Eureka Sound qui sont conservées dans d'autres grabens au sud, sont inclinées sans être autrement déformées. Ces relations indiquent que la zone de plissement de Jones Sound s'est vraisemblablement formée de la toute fin du Dévonien au Carbonifère précoce, soit au cours de l'orogenèse ellesmérienne.

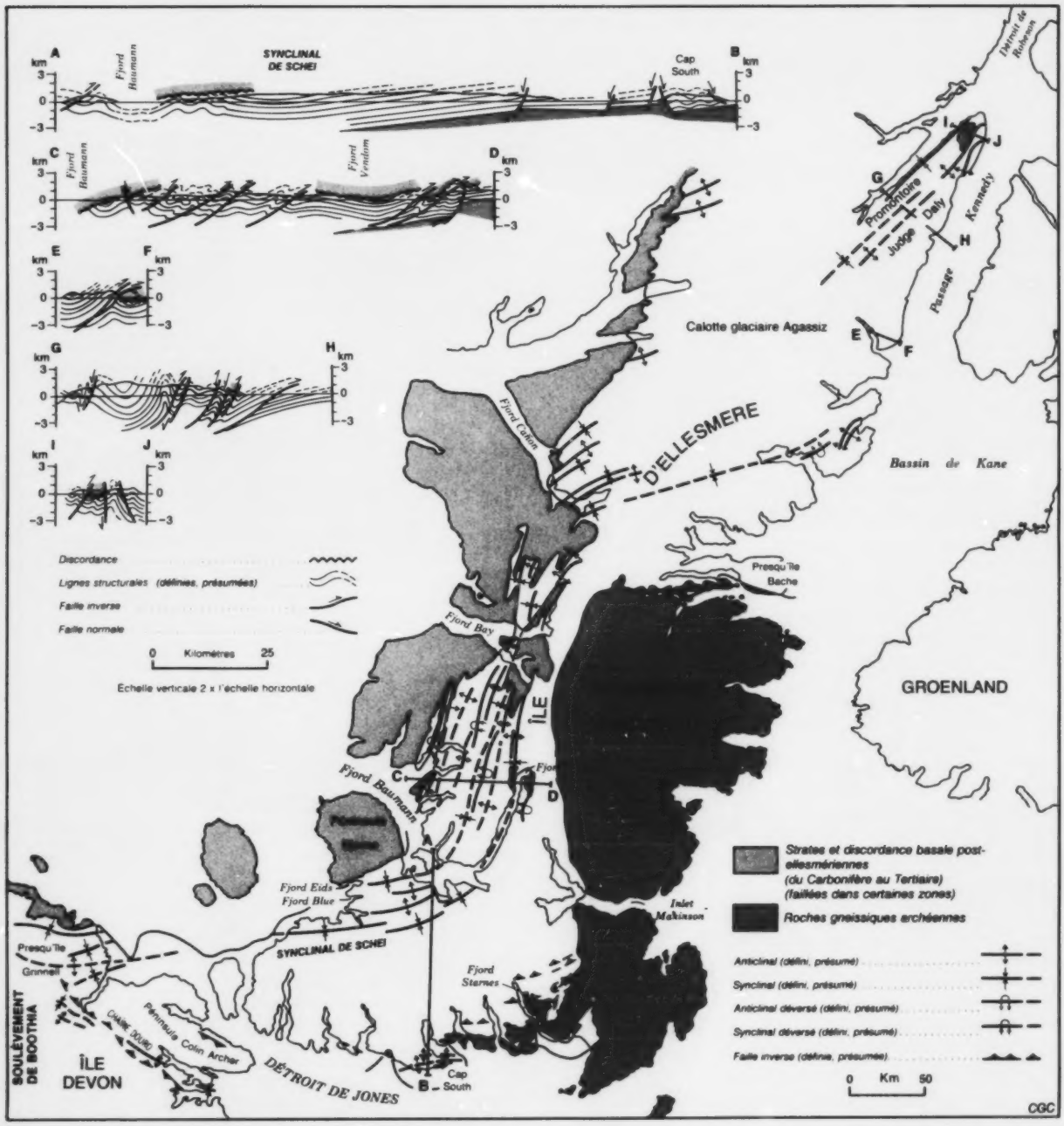


Figure 12F-1. Structures ellesmériennes connues et inférées des zones de plissement de Central Ellesmere et de Jones Sound. Les structures tertiaires et celles d'âge incertain ne sont pas indiquées, sauf sur les coupes transversales. Les données, énumérées du sud-ouest au nord-est, proviennent des sources suivantes: Morrow et Kerr (1977), Mayr et Okulitch (1984), Okulitch (1982), Kerr et Thorsteinsson (1972), Thorsteinsson (1972b, c, a), Kerr (1973a, b), Thorsteinsson et Kerr (1972), Kerr (1973c), Thorsteinsson et Trettin (1971) et de Vries (1974). La partie nord-ouest de la coupe G-H coïncide avec la coupe A-A' de la figure 12E-5.

G. DÉFORMATION DES ZONES DE PLISSEMENT DE PARRY ISLANDS ET DE CANROBERT HILLS, DANS LES ÎLES BATHURST ET MELVILLE, DU DÉVONIEN TARDIF AU CARBONIFÈRE PRÉCOCE

J.C. Harrison, F.G. Fox et A.V. Okulitch

INTRODUCTION

Ce chapitre examine la déformation qui s'est produite du Dévonien tardif au Carbonifère précoce (ellesmérienne) dans les îles Melville et Bathurst et les îles adjacentes plus petites qui, avec l'île Cornwallis, constituent les îles Parry (les noms géographiques utilisés dans ce sous-chapitre sont donnés à la figure 1, en pochette). Les strates touchées par cette déformation font partie de trois milieux de sédimentation: la plate-forme franklinienne (ou miogéosynclinal), la sous-province sédimentaire du bassin d'eau profonde, et le bassin d'avant-pays du Dévonien moyen à tardif (voir les chapitres 4, 8 et 10). Sur le plan structural, toutes les strates étaient auparavant comprises dans la zone de plissement de Parry Islands (telle que redéfinie par Fortier, 1957), mais les strates mises en place dans la région axiale du bassin d'eau profonde (voir le chapitre 8C, la figure 8C-1 et le tableau 8C-1), qui affleurent dans le nord-ouest de l'île Melville, sont présentement attribuées à la zone de plissement de Canrobert Hills (Harrison et al., 1988; Harrison et Bally, sous presse). La nouvelle subdivision est analogue à celle de l'île d'Ellesmere, la zone de plissement de Parry Islands correspondant à la zone de plissement de Central Ellesmere, et la zone de plissement de Canrobert Hills correspondant à la partie sud-est de la zone de plissement de Hazen.

La zone de plissement de Parry Islands est délimitée dans l'est de l'île Bathurst par la zone de plissement de Cornwallis à orientation nord. Les limites méridionales sont progressives; la zone de plissement passe aux strates cambriennes à dévoniennes relativement intactes de la Plate-forme de l'Arctique. À l'ouest de l'île Melville, la zone de plissement de Parry Islands est recouverte de strates jurassiques et crétacées du graben d'Eglinton mais elle se prolonge, en changeant de direction structurale, dans le sud-est de l'île Prince Patrick, au-delà de laquelle elle repose sous des strates néogènes de la plaine côtière de l'Arctique (Harrison et al., 1988; chapitre 12H, ci-dessous).

Dans les îles Parry, la zone de plissement de Parry Islands se divise en deux segments. Le segment oriental, affleurant dans l'île Bathurst et l'est de l'île Melville, est caractérisé par une déformation reliée au décollement de la couverture tectonique de couverture. Par opposition, dans le segment occidental, qui affleure dans le centre et l'ouest de l'île Melville, la déformation a touché la majeure partie sinon la totalité des parties inférieure et moyenne de la séquence du Paléozoïque. L'existence et la profondeur d'une surface basale (postulée) de détachement dans le segment occidental demeurent incertaines.

La zone de plissement de Canrobert Hills (fig. 12A-1 et 3C, en pochette) affleure dans le nord-ouest de l'île Melville et s'étend vers l'ouest et le nord sous les roches de couverture plus récentes du graben d'Eglinton et du bassin de Sverdrup, respectivement. Tout comme la zone de plissement de Hazen, elle comporte surtout des sédiments de bassin (roches carbonatées, mudstone, chert et flysch resédimentés) et a été touchée par l'orogenèse ellesmérienne et les événements tectoniques subséquents. Le style de déformation de la zone de plissement de Canrobert Hills est caractérisé par des plis en chevrons asymétriques et plongeants aux échelles variées, contrairement à de nombreux endroits dans la zone de plissement de Parry Islands où les plis sont typiquement droits et cylindriques et accusent une grande longueur d'onde.

L'âge de la déformation ellesmérienne est délimitée par des strates du Famennien (toute fin du Dévonien) et du Moscovien (début du Carbonifère précoce) dans la zone de plissement de Parry Islands, et par des strates du Givétien (fin du Dévonien moyen) et du Moscovien dans la zone de plissement de Canrobert Hills (fig. 12G-1). Cependant, des considérations régionales plus générales indiquent que l'orogenèse a pris fin avant le Viséen (fin du Carbonifère précoce), soit l'âge des sédiments connus les plus anciens du bassin de Sverdrup ailleurs dans l'archipel arctique (chapitre 13).

Du point de vue de la structure, le segment oriental de la zone de plissement de Parry Islands est la partie la mieux connue de la zone mobile franklinienne. Des travaux de cartographie systématique et des études stratigraphiques régionales (Fortier et al., 1963; Tozer et Thorsteinsson, 1964; Kerr, 1974) ont été suivis ou accompagnés de forages, de levés de sismique réflexion, de recherches additionnelles en surface (Fox, 1983, 1985; Texaco Resources Canada Ltd., 1983; Harrison et Bally, sous presse) et de reprises de levés cartographiques (Harrison et al., 1985, Christie, 1986; fig. 3D, en pochette). Aucune étude géophysique n'a été effectuée dans la partie à découvert de la zone de plissement de Canrobert Hills.

Les zones de plissement de Canrobert Hills et de Parry Islands jouent un rôle important dans la compréhension des styles de déformation du Dévonien tardif au Carbonifère précoce dans l'archipel arctique canadien, car, contrairement à l'Arctique oriental, les déformations de l'orogenèse eurékienne y sont peu importantes.

Harrison, J.C., Fox, F.G. et Okulitch, A.V.
1991: Déformation des zones de plissement de Parry Islands et de Canrobert Hills, dans les îles Bathurst et Melville, du Dévonien tardif au Carbonifère précoce; dans chap. 12 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

LE CADRE SÉDIMENTAIRE ET SON INFLUENCE SUR LE STYLE STRUCTURAL

Le cadre sédimentaire au Paléozoïque inférieur dans les zones de plissement de Canrobert Hills et de Parry Islands

est analysé au chapitre 8; le lecteur intéressé en trouvera un aperçu dans les coupes stratigraphiques (figures 8B-4 et 12G-2) et les cartes des lithofaciès régionaux (figures 8B-30 à 8B-37). La stratigraphie pré-ordovicienne n'y affleure pas. La sismique réflexion dans l'est de l'île Melville a révélé l'existence sous la surface d'une discordance angulaire prononcée entre 3,5 à 4,5 secondes (8 à 11 km); cette discordance pourrait se trouver près de la base de la coupe du Phanérozoïque. Une coupe stratigraphique comparable affleure dans l'île Victoria, où des strates cambriennes intactes reposent en discordance soit sur des roches sédimentaires et volcaniques faiblement plissées du Groupe de Shaler du Protérozoïque supérieur, soit sur des strates plus déformées du Groupe de Goulburn du Protérozoïque inférieur (Thorsteinsson et Tozer, 1962; Campbell, 1981; chapitre 6). Les données sismiques semblent indiquer que l'intervalle du Cambrien à l'Ordovicien inférieur représenté par des réflecteurs latéralement continus, au-dessus de la discordance mais sous la limite des puits les plus profonds, pourrait représenter 4 à 6 km de sédiments de plate-forme.

Dans la zone de plissement de Canrobert Hills, un bassin d'eau profonde pré-existant a reçu des roches carbonatées, des mudstones et des cherts resédimentés à compter de la fin de l'Ordovicien précoce (Arénigien) jusqu'au début du Dévonien moyen (début de l'Eifélien) (formations de Canrobert et d'Ibbett Bay). Par la suite, le bassin s'est rempli de dépôts de cônes sous-marins et de sédiments argileux de talus au cours du Dévonien moyen (formations de Blackley et de Cape de Bray).

Dans le segment oriental de la zone de plissement de Parry Islands, la stratigraphie connue commence au-dessus de la base de la Formation d'Eleanor River, une unité de roches carbonatées de plate-forme de l'Ordovicien inférieur à moyen. Au cours de l'Ordovicien moyen, des couches de sel, de gypse et anhydrite et de carbonates de la Formation de Bay Fiord se sont accumulées dans un vaste bassin à l'intérieur de la plate-forme continentale; ce bassin était séparé du bassin d'eau profonde de la zone de plissement de Canrobert Hills par une barrière de roches carbonatées qui affleure dans le segment occidental de la zone de plissement de Parry Islands. À la suite d'une période de sédimentation généralisée de roches carbonatées de plate-forme (partie supérieure de la Formation de Bay Fiord et Formation de Thumb Mountain), de vastes étendues de la zone de plissement de Parry Islands ont subsidé sous le niveau de la plate-forme continentale pour former une partie de la zone marginale du bassin d'eau profonde à compter de l'Ordovicien tardif jusqu'au début du Dévonien moyen. Cette région a reçu principalement des séquences stratigraphiques complètes mais d'épaisseur réduite de sédiments clastiques à grain fin, de roches carbonatées resédimentées et une petite quantité de chert (formations de Cape Phillips et de Kitson, et partie inférieure de la Formation d'Eids), alors que des dépôts de cônes sous-marins et des sédiments argileux de talus du Dévonien inférieur se sont accumulés près du soulèvement de Boothia (formations de Bathurst Island et de Stuart Bay). Des carbonates construits au large des côtes (dont la partie supérieure a été nommée la «Formation de Blue Fiord») ont persisté à deux endroits jusqu'au Dévonien précoce et début du Dévonien moyen.

Au Dévonien moyen et tardif, les îles Parry formaient une partie d'un bassin d'avant-pays dans lequel s'est accumulée une séquence épaisse et très étendue de sédiments silicoclastiques non marins et épicontinentaux (formations de Bird Fiord, de Weatherall et de Hecla Bay, Sous-groupe de Griper Bay, etc.; voir le chapitre 10).

L'étendue et le style structural de la déformation dans les zones de plissement de Canrobert Hills et de Parry Islands sont fonction des variations dans la ductilité des unités. Dans le segment oriental de la zone de plissement de Parry Islands, le membre inférieur évaporitique de la Formation de Bay Fiord et dans une plus faible mesure, les formations argileuses d'Eids et de Cape de Bray, ont réagi aux contraintes en fluant. Par contre, les roches carbonatées antérieures à la Formation de Bay Fiord, diverses roches carbonatées et roches de faciès de bassin d'âge caradocien à eifélien, et les formations de roches clastiques grossières de l'Eifélien au Famennien ont formé des plis par flexure et des failles à diverses échelles. Ces configurations de

Figure 12G-1. Discordance angulaire séparant les strates moscoviennes et plus récentes de la Formation de Canyon Fiord (CP) des formations suivantes: a) la Formation de Blackley (DB) du Dévonien moyen qui forme une pénéplaine dans la zone de plissement de Canrobert Hills; b) la Formation de Cape Phillips à sédiments de bassin ordoviciens à dévoniens (O-DCP) près de l'inlet McCormick.

déformation varient considérablement aux endroits où, par suite de changements dans le milieu de sédimentation, les évaporites ordoviciennes passent à des strates de roches carbonatées sous le segment occidental de la zone de plissement de Parry Islands, et ailleurs où les strates argileuses du Dévonien moyen sont minces ou absentes au-dessus de la «Formation de Blue Fiord». Le style structural diffère également dans la zone de plissement de Canrobert Hills, où toutes les unités lithologiques présentent des degrés différents de ductilité.

STRUCTURE

Segment oriental de la zone de plissement de Parry Islands

La zone de plissement de Parry Islands date du Dévonien tardif-Carbonifère précoce et est limitée à l'est par la zone de plissement de Cornwallis, qui a débutée au Dévonien inférieur mais a été réactivée au cours de l'orogenèse ellesmérienne. La zone d'intersection est caractérisée par une grande complexité structurale attribuée à divers épisodes de déformation, à une différence de 90° dans les directions structurales et à des styles de déformation contrastants (style tectonique de couverture dans le cas de la zone de Parry Islands et style tectonique de revêtement dans le cas de la zone de Cornwallis). Temple (1965; et dans Kerr, 1974, p. 74-83) a avancé que la translation des roches vers le sud qu'exigent les plis de direction est-ouest s'est effectuée le long d'une faille verticale de décrochement à l'intérieur de la zone de plissement de Cornwallis, ce qui a permis à l'extrême ouest de l'anticlinal de Cornwallis de se déplacer vers le sud et de subir une légère déformation. Toutefois, il est important de bien comprendre que certaines de ces structures orientées vers le nord ont replissé des plis, des failles et des surfaces de décollement à orientation ouest de la zone de Parry Islands, et qu'elles sont donc en partie plus jeunes que ces dernières (voir la figure 12G-3).

À l'ouest de la zone de plissement de Cornwallis dans l'île Bathurst, tous les plis plongent vers le sud-ouest vers le détroit d'Austin (entre les îles Bathurst et Byam Martin). Entre les îles Bathurst et Melville, une dépression structurale plongeante permet à certains anticlinaux de l'est de l'île Melville de plonger vers l'est. En outre, la direction tectonique change progressivement de N60° à 70°E dans l'île Bathurst, à franc est dans la partie orientale

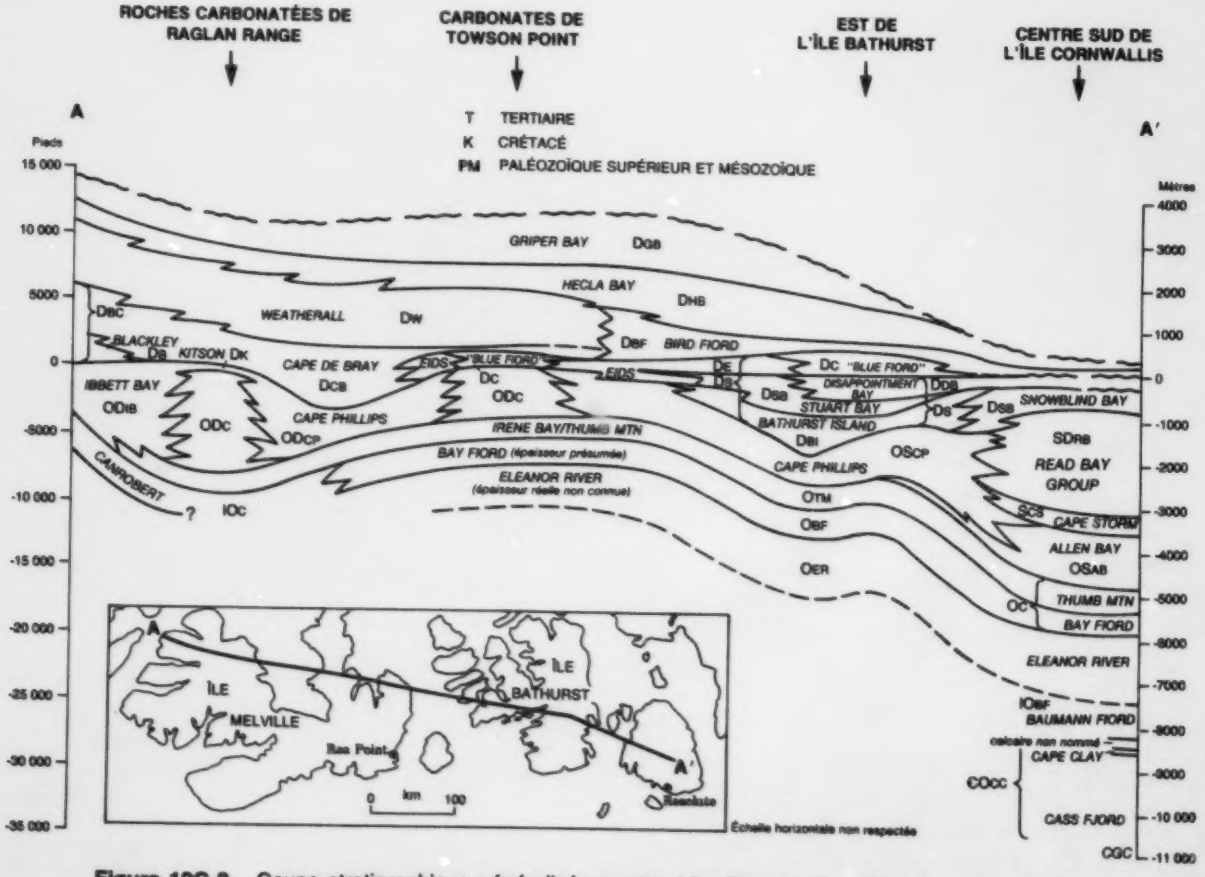


Figure 12G-2. Coupe stratigraphique généralisée montrant les liens stratigraphiques entre les roches dévoniennes et plus anciennes dans les îles Cornwallis, Bathurst et Melville.

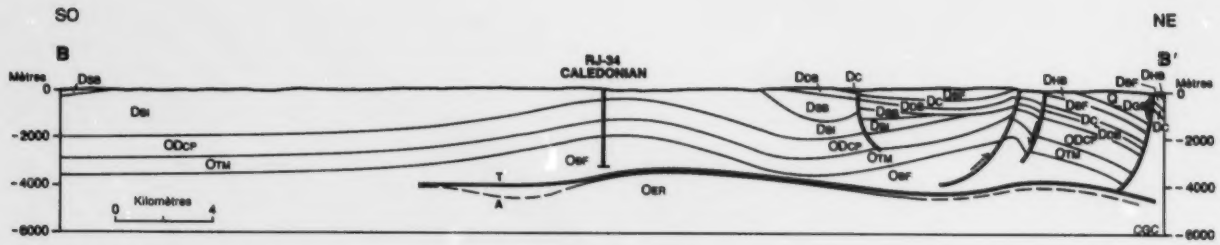


Figure 12G-3. Coupe structurale de l'anticlinal de Caledonian River et des structures adjacentes. A: décrochement dans une direction opposée à l'observateur T: décrochement vers l'observateur (emplacement indiqué à la figure 3C, en pochette; voir la légende à la figure 12G-2).

de l'île Melville. À l'ouest, la direction passe progressivement à N75°W. Le segment oriental de la zone de plissement se termine le long d'une ligne qui relie le golfe Liddon et la baie Hecla and Griper aux environs de laquelle les structures impliquant le socle dans le segment occidental de la zone de plissement ont superposé des plis obliques aux structures associées au décollement superficiel, créant ainsi un modèle d'interférence en dômes et cuvettes à la surface.

Dans l'île Bathurst, l'amplitude des plis diminue progressivement du nord au sud. Le changement n'est pas évident dans l'est de l'île Melville où la limite méridionale du plissement est masquée sous le détroit de Viscount Melville, mais il est manifeste plus loin à l'ouest dans la péninsule Dundas. Cette observation indique que les effets de l'orogenèse ellesmérienne ne se sont pas fait sentir dans toute la région occupée par le bassin d'eau profonde à compter de l'Ordovicien tardif jusqu'au début du Dévonien moyen (fig. 8B-34 à 8B-37).

Dans l'ouest de l'île Bathurst et la moitié est de l'île Melville, les anticlinaux à découvert sont étroits et ont jusqu'à 150 km de longueur (fig. 12G-4). Les zones axiales, où affleurent souvent des couches du Dévonien moyen, ont un pendage de 50° à 90° vers le nord et sud. Les pendages des flancs vont de 30° à 45°. Les plis sont espacés régulièrement et ont des longueurs d'onde de 12 à 15 km et des amplitudes inférieures à 3,5 km. Ils sont légèrement asymétriques avec une vergence apparente autant vers le nord que vers le sud. Les synclinaux sont également très longs et sont en moyenne 2,4 fois plus larges que les anticlinaux (mesures prises entre les points d'inflexion des pendages près de la surface). Cette échelle des plis varie dans les structures de Bent Horn (fig. 12G-5) et de Towson Point (fig. 12G-6), qui ont été influencées par une séquence de roches compétentes épaissie, produite par la sédimentation continue de roches carbonatées de l'Ordovicien supérieur au Dévonien moyen, et par une séquence amincie de mudstones ductiles trouvée à la base du prisme de sédiments clastiques du Dévonien moyen et supérieur. De plus, ces structures ont été grandement modifiées par les événements de distension et de tectonique coulissante associés à la naissance et à l'évolution du bassin de Sverdrup.

Des failles affleurant à la surface et parallèles ou presque à la trace de la surface axiale des plis sont nombreuses dans la zone de plissement. Leur longueur parallèle à la direction va de 10 à 40 km et leur rejet stratigraphique varie de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Bien qu'en général leurs attitudes soient inconnues, ces failles présentent vraisemblablement un rejet inverse et doivent probablement leur formation à la rupture des anticlinaux en développement.

Tozer et Thorsteinsson (1964) ont été les premiers à proposer que les évaporites de la Formation de Bay Fiord ont contribué aux développement du style de déformation propre à la partie est de l'île Melville. Kerr (1964) a noté la présence de deux zones de roches gypsifères dans le nord-est de l'île Bathurst et a avancé que la nature intrusive du gypse pourrait être le résultat du plissement plutôt que la cause. Workum (1965) a proposé que le sel du puits Caledonian River J-34 pourrait constituer la zone de décollement sous la zone de plissement de Parry Islands. Kerr (1974) a attribué le sel et l'anhydrite de ce puits à la Formation de Bay Fiord de l'Ordovicien moyen; en outre, il a avancé que les formations d'Eleanor River et de Baumann Fiord se trouvent sous le sel, et il a relié la formation des plis des îles Parry à la mobilité du sel. Il a également remarqué que le sel avait migré jusqu'aux axes des anticlinaux et intrudé diapiriquement certaines structures.

Des études sismiques et des forages profonds additionnels ont confirmé ces observations et ont également démontré que les chevauchements ont beaucoup contribué à la formation des plis en profondeur. D'après ces données, le raccourcissement maximal est d'au moins 13 à 16 km (8 à 10 %) dans l'île Bathurst, et approximativement 23 à 27 km (10 à 12 %) dans l'île Melville. La coupe transversale régionale de la zone de plissement dans l'est de l'île Melville (fig. 3D) ainsi que la coupe transversale des anticlinaux de Beverley Inlet et de Robertson Point (fig. 12G-7), incorporent un bon nombre des éléments structuraux indiqués par les données sur la subsurface. La majeure partie de la déformation se présente au-dessus d'un niveau de détachement subhorizontal trouvé au-dessus de la Formation d'Eleanor River, et au nord de la limite du sel lité au sein de la formation sus-jacente de Bay Fiord (à gauche à la figure 3D et figure 12G-8). Les plis et failles chevauchantes à vergence vers l'avant sont aussi nombreux que ceux à vergence vers l'arrière, les structures de la subsurface se prolongent plus loin sur la plate-forme que les plis à la surface, et le raccourcissement entre les deux zones d'écoulement ductile est plus de deux fois supérieur à celui qui a été observé à la surface dans la zone de plissement située au-dessus de la zone ductile supérieure.

La diversité des structures et l'écart apparent dans le raccourcissement (voir la coupe transversale, figure 3D) entre les deux niveaux structuraux peuvent être expliqués

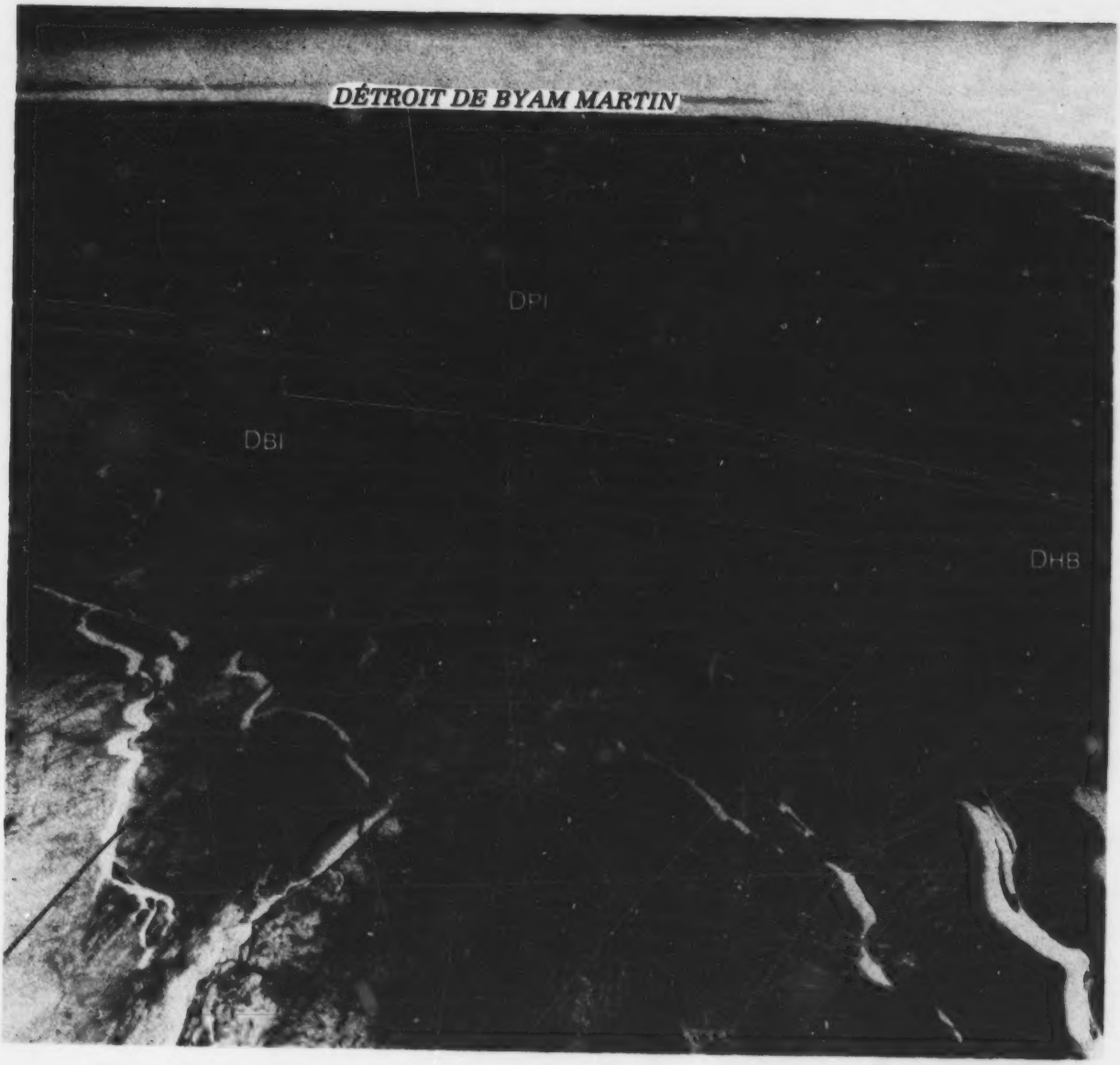


Figure 12G.4. Photographie aérienne oblique de la zone de plissement de Parry Islands prise selon une direction est depuis le centre de l'île Melville. L'île Byam Martin est visible dans le coin supérieur droit. DPI - F. de Parry Islands, DBI - F. de Beverley Inlet, DHB - F. de Hecla Bay, Dw - F. de Weatherall. (T414L-45)

à l'aide d'un modèle cinématique analysé en détail par Harrison et Bally (sous presse). En général, les plis dans la partie interne de la zone de plissement semblent s'être formés plus tôt et être plus évolués que les structures externes embryonnaires, bien qu'il y ait un recouvrement considérable, dans le temps, dans la formation des plis adjacents (fig. 12G-9). Les anticlinaux ont été formés par flexure de la séquence de strates compétentes entre les deux zones de roches ductiles. Ce phénomène a été accompagné de la migration latérale d'évaporites au sein de la zone ductile inférieure, ce qui a formé un bombement linéaire de sel qui a pu coïncider avec la compaction tectonique des strates silicoclastiques sus-jacentes à la zone ductile supérieure (fig. 12G-9a, 12G-10). Par suite du raccourcissement progressif, il y a eu rupture de la séquence de strates compétentes à prédominance de roches carbonatées, étape qui a mené à la propagation des chevauchements. Une flexure de faible amplitude a commencé à se développer dans les strates silicoclastiques

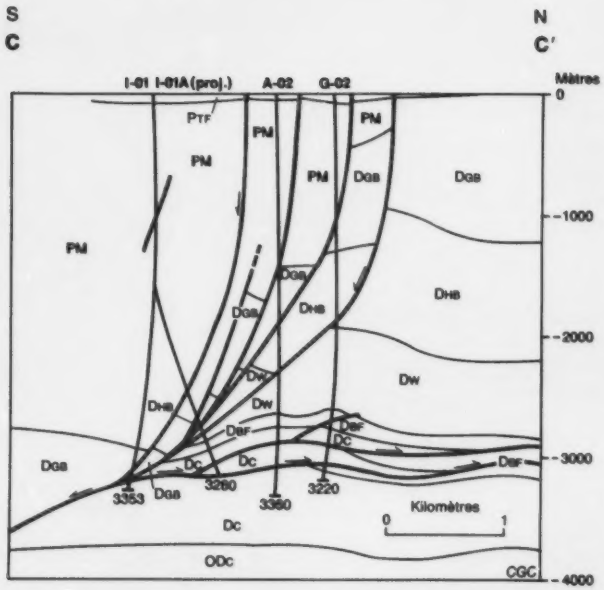


Figure 12G.5. Coupe transversale de la structure de Bent Horn, île Cameron. (Emplacement indiqué à la figure 3C, en pochette; voir la légende à la figure 12G-2.)

au-dessus de la zone ductile supérieure (fig. 12G-9b à 12G-9d, 12G-11 à 12G-13).

La coupe transversale permet de faire une observation importante, à savoir que les chevauchements issus de la zone ductile inférieure sont plus anciens que ceux qui sont situés plus haut dans la coupe. Un facteur clé dans la datation relative des chevauchements est la résistance au glissement des diverses surfaces de décollement, et la tendance des strates compétentes à se déformer par flexure et à se rompre à un stade précoce de la déformation alors que d'autres strates légèrement compactées peuvent au début absorber le raccourcissement par compaction latérale et perte de porosité. Ces réactions contrastantes aux contraintes de contraction peuvent également expliquer les différences apparentes du raccourcissement entre les deux niveaux structuraux.

Les plis plus complexes consistent en des coins expulsés ou «pop-ups» (formés à l'endroit où le rejet est transféré, parallèlement à la direction des failles, de chevauchements proverses, c'est-à-dire à vergence vers l'avant, aux chevauchements rétroverses, c'est-à-dire à vergence vers l'arrière), des gerbes de failles de chevauchement, de multiples bombements de sel percés, et des failles qui zigzaguent vers le sommet de la coupe en ayant recours à un certain nombre d'horizons de décollement intermédiaires pour ainsi inverser la direction du rejet de certains chevauchements (fig. 12G-14, 12G-15). À un stade avancé de l'évolution de l'anticlinal, des strates argileuses au sein de la zone ductile supérieure ont migré jusque dans l'axe de l'anticlinal pour former un deuxième bombement, empilé verticalement au-dessus du bombement de sel inférieur. Ce phénomène a été contemporain de l'accroissement rapide de l'amplitude de l'anticlinal superficiel (fig. 12G-9e, 12G-14, 12-G-15). Par la suite, cet anticlinal superficiel a subi une rupture, et des failles de chevauchement qui ont émergé de la zone ductile supérieure se sont propagées vers le haut à travers les strates silicoclastiques sus-jacentes (fig. 12G-9f).

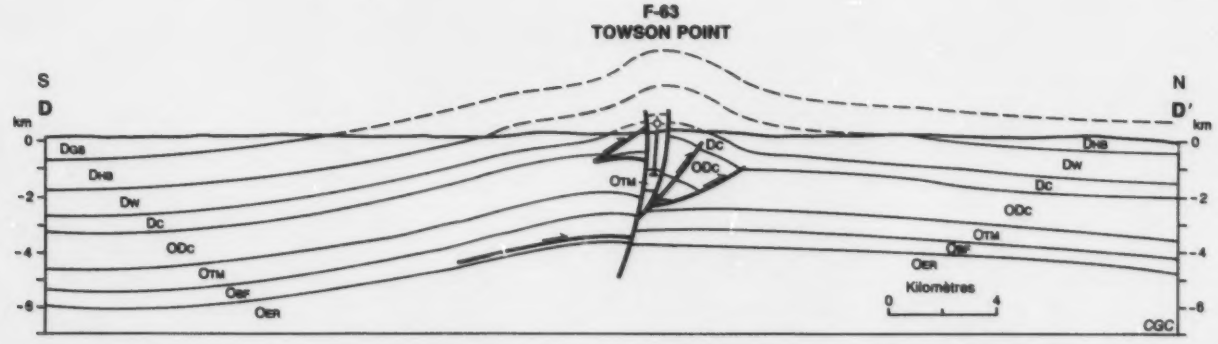


Figure 12G-6. Coupe structurale de l'anticlinal de Towson Point, dans le nord-est de l'île Melville. (Emplacement indiqué à la figure 3C, en pochette; voir la légende à la figure 12G-2.)

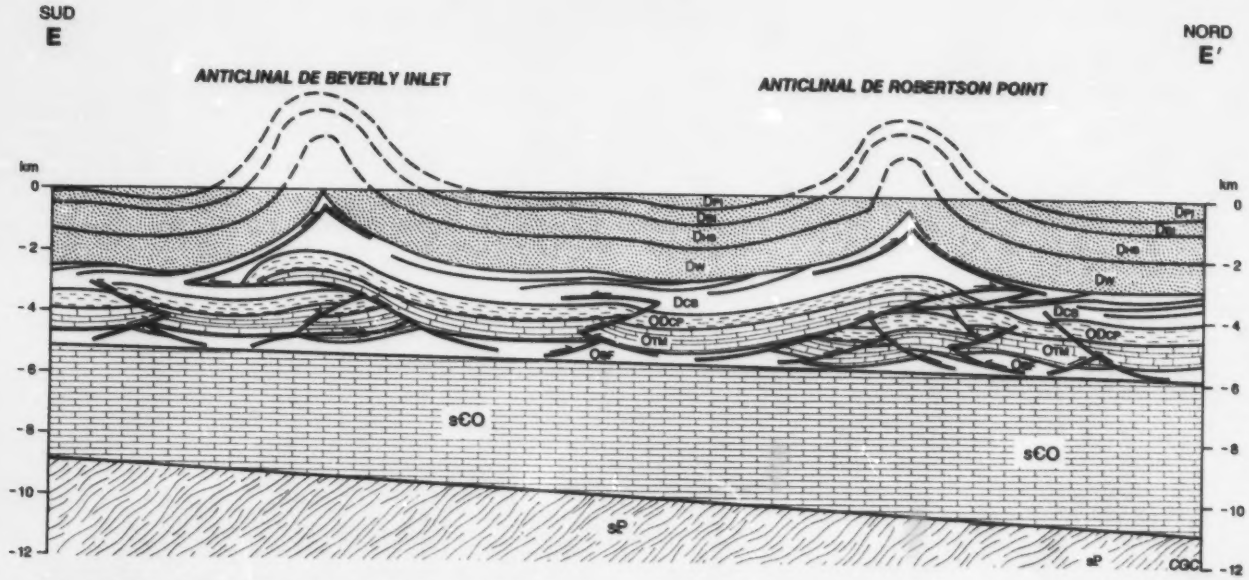


Figure 12G.7. Coupe structurale des anticlinaux de Beverley Inlet et de Robertson Point, partie est de l'île Melville. (Emplacement indiqué à la figure 3C, en pochette; voir la légende aux figures 12G-2 et 12G-4. SB = unité sismique protérozoïque; SЄO = unité sismique du Cambrien à l'Ordovicien inférieur.) Les strates crétacées à la surface ont moins de 10 m d'épaisseur et ne paraissent pas sur cette coupe transversale.

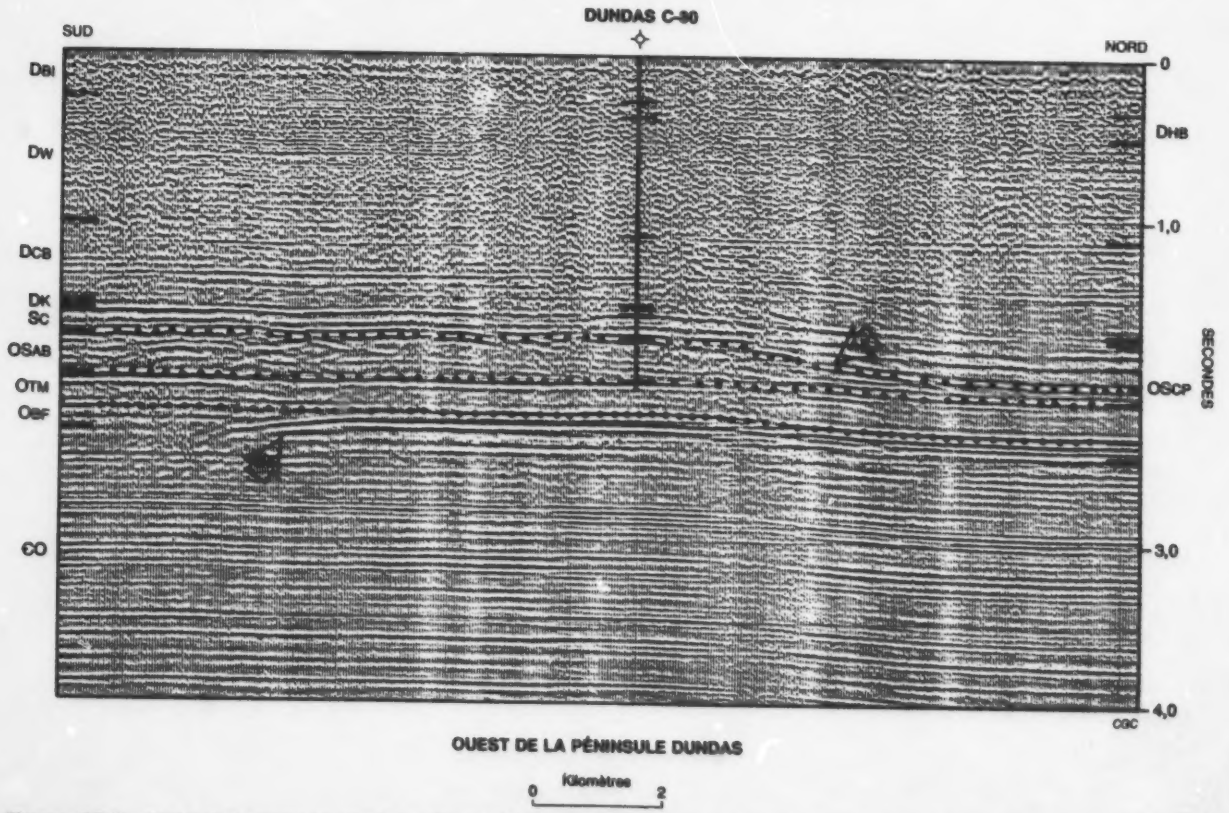
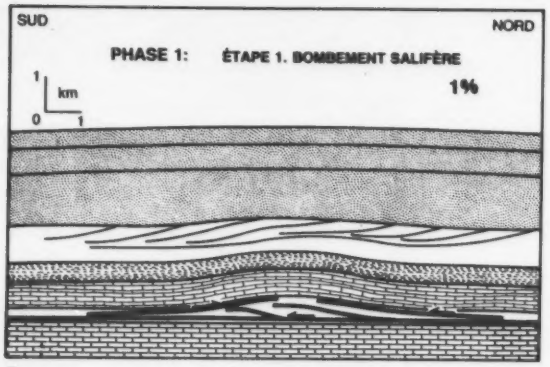
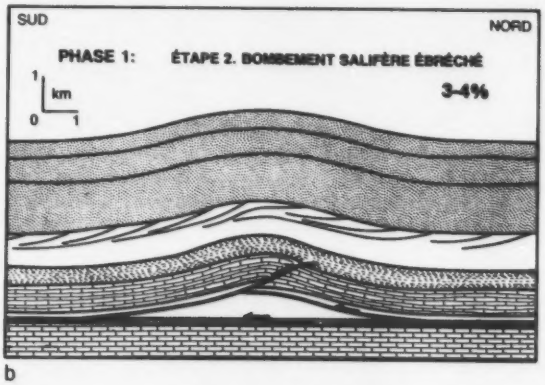


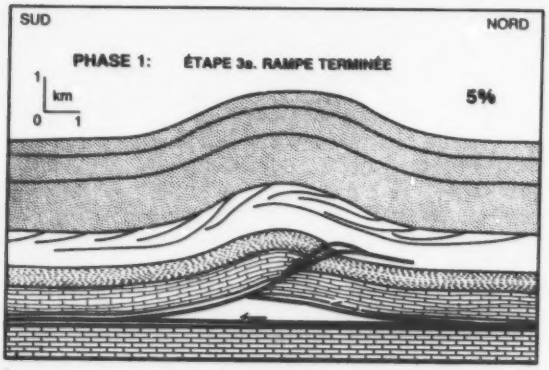
Figure 12G-8. Partie de la coupe de sismique réflexion (Panarctic Oils Limited, levé 1168) montrant l'extrémité du faciès évaporitique de la Formation de Bay Fiord, indiquée par la disparition abrupte du réflecteur associé (flèche «BF»). Une modification semblable vers l'ouest des caractéristiques sismiques de la base de la Formation de Bay Fiord dans l'île Melville reflète un remplacement progressif de la halite stratifiée par de l'anhydrite et de la dolomie, tel que révélé par les affleurements et les données de trois puits. L'extrémité d'un complexe de roches carbonatées silurien dans la Formation d'Allen Bay est également indiquée (flèche «AB»). (Voir la légende aux figures12G-2 et 12G-4.)



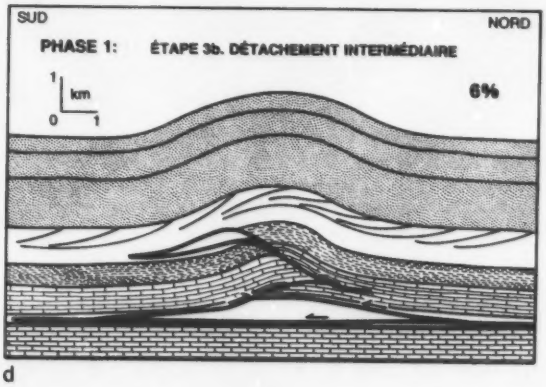
a



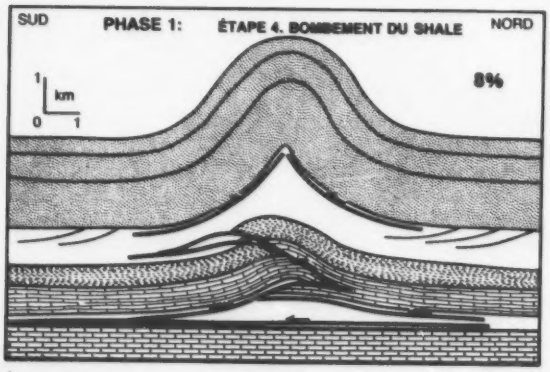
b



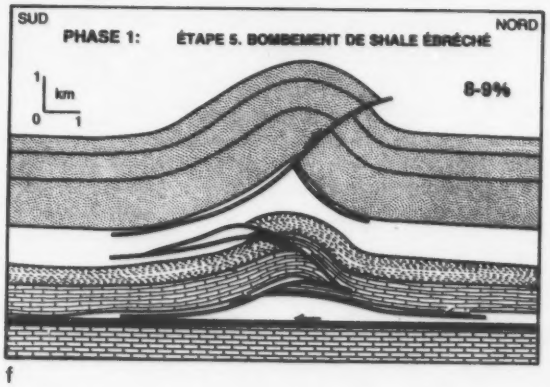
c



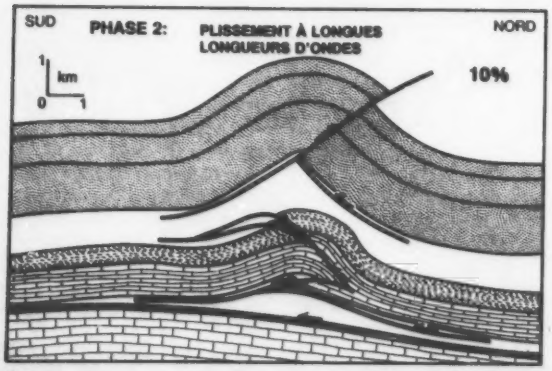
d



e



f



g

Figure 12G-9. Phases et étapes de l'évolution des anticlinaux de la zone de plissement de Parry Islands dans la partie est de l'île Melville. Un raccourcissement apparent (en pourcentage) est indiqué dans le coin supérieur droit de chaque diagramme. Les étapes 3a et 3b sont deux étapes alternatives qui ont pu se produire simultanément au cours de la formation des anticlinaux. (Voir la légende à la figure 12G-7.)

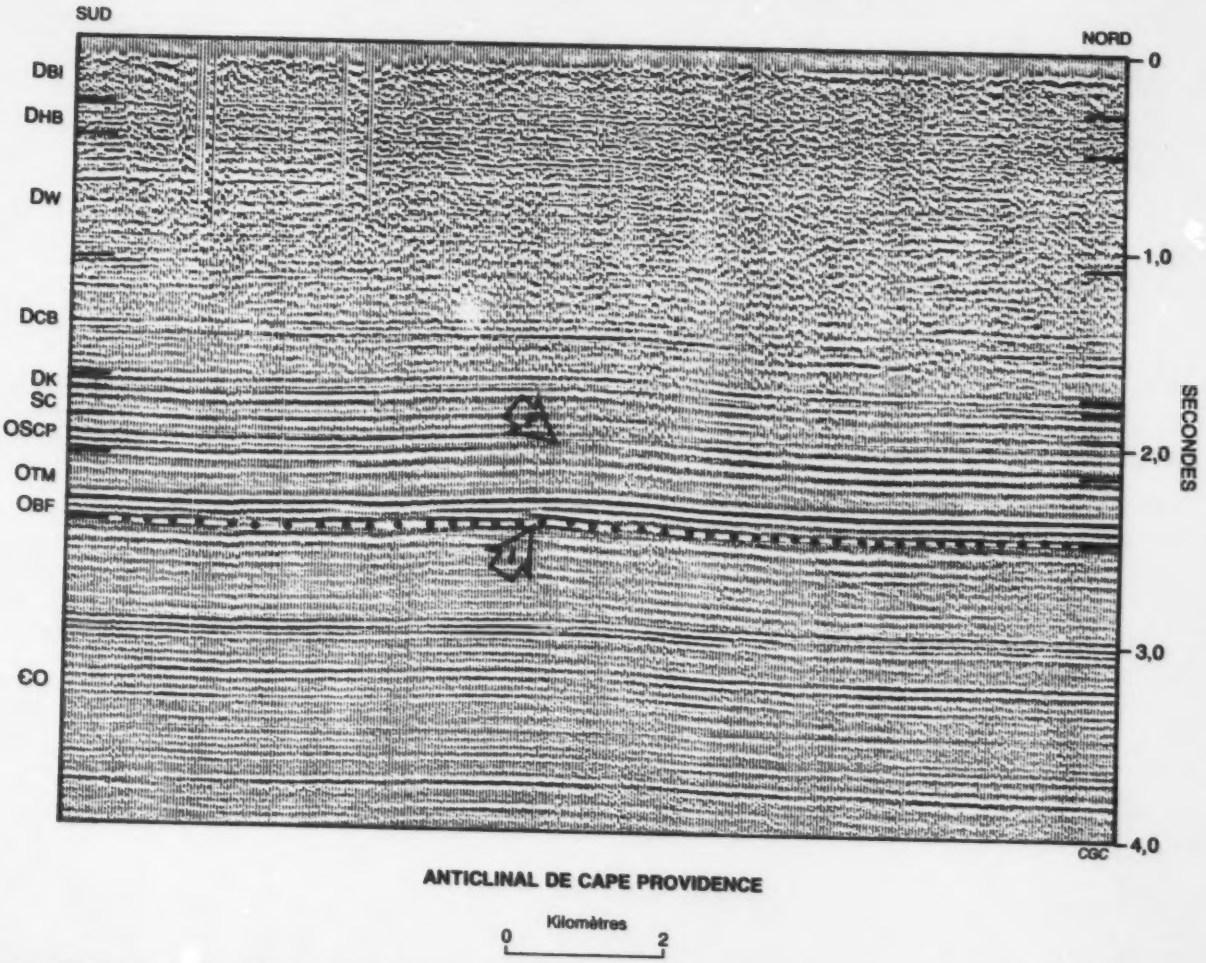


Figure 12G-10. Partie de la ligne de sismique réflexion (Panarctic Oils Limited, levé1171) au-dessus de l'anticlinal de Cape Providence (voir également la figure 3D, en pochette). Il s'agit d'une représentation de l'expression sismique de l'étape embryonnaire (phase 1, étape1, à la figure12G-9) de la déformation, caractérisée par un bombement salifère dans le bas de la Formation de Bay Fiord (OBF). À noter le faible réflecteur imbriqué dans le bombement salifère (flèche «I»), qui implique un transport vers le sud des unités lithologiques du bombement. Même si les réflecteurs au-dessus du bombement semblent ne pas être déformés, un réflecteur situé près du sommet de l'intervalle de Thumb Mountain (OTM) semble être décalé au-dessus de la crête du bombement (flèche «F»). L'amplitude des structures diminue dans l'intervalle de Cape de Bray (DCB) et au-dessus de ce dernier, et le réflecteur de la partie supérieure de la Formation de Hecla Bay (DHB) ne semble pas avoir été déplacé ou plissé (voir la légende aux figures 12G-10 à 12G-14, voir les figures 12G-2 à 12G-4.)

Segment occidental de la zone de plissement de Parry Islands

Les plis de la partie est de la zone de plissement de Parry Islands disparaissent progressivement à l'ouest d'une ligne qui relie le golfe Liddon et la baie Hecla and Griper. Cette transition est associée au changement de faciès latéral dans le membre inférieur de la Formation de Bay Fiord, où un faciès à prédominance de halite passe à un faciès à prédominance d'anhydrite puis à un faciès à prédominance de carbonates (Balkwill et Fox, 1982). Ces changements éliminent la zone ductile inférieure qui a grandement influencé la formation de plis par flexure et de chevauchements dans les strates sus-jacentes. Le raccourcissement dans le segment occidental de la zone de plissement de Parry Islands s'est effectué par la formation de plis à grande longueur d'onde (40 km), et par la formation de failles inverses dans la plus grande partie sinon la totalité de la coupe cambro-dévonienne. L'écoulement ductile de la Formation de Cape de Bray demeure évident, et de nombreuses failles de chevauchement d'importance ne réussissent pas à décaler les strates silicoclastiques sus-jacentes. Les structures à grande longueur d'onde (qui se prolongent sur la ligne de la coupe transversale montrée à la figure 3D) ont une orientation est-nord-est et sont plus récentes que les structures à orientation ouest-nord-ouest trouvées au-dessus de la partie inférieure de la Formation de Bay Fiord (phase 2 du plissement à la figure 12G-9g). Par conséquent, il existe une région dans le centre de l'île Melville où les deux phases de plissement ont produit à la surface des structures d'interférence en dômes et cuvettes.

Au sud-ouest de l'île Melville, des plis à grande longueur d'onde passent latéralement à une région de failles à

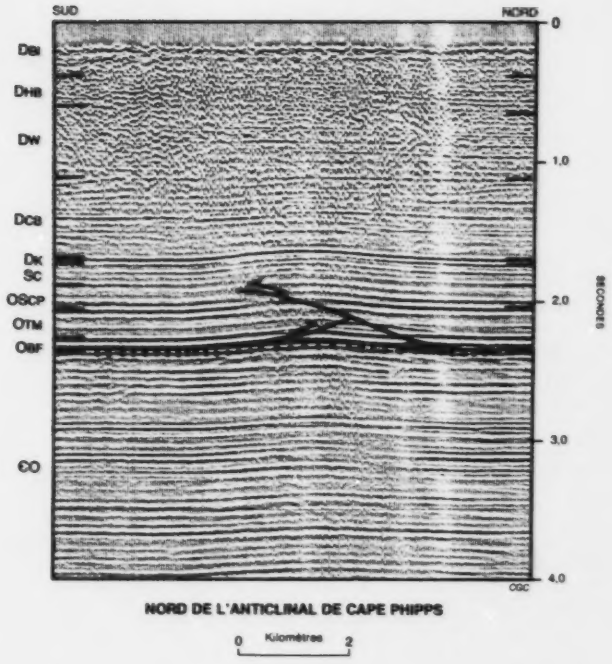
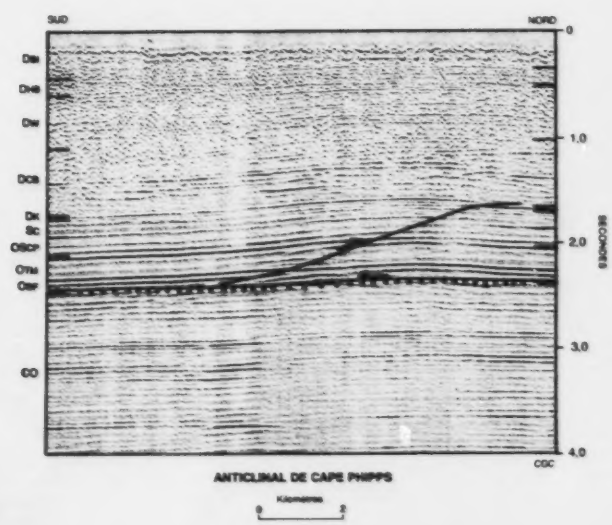


Figure 12G-11. Partie de la coupe de sismique réflexion (levé 1171) au-dessus d'une structure innommée, au nord de l'anticlinal de Cape Phipps (voir la figure 3D, en pochette). Il s'agit de l'expression sismique de la deuxième étape de déformation (étape 2, fig.12G-9). Des failles se forment dans la plupart des couches compétentes au-dessus du bombement de shale bien que la rampe de chevauchement semble disparaître vers le haut de la coupe dans un anticlinal, avant la zone ductile supérieure.



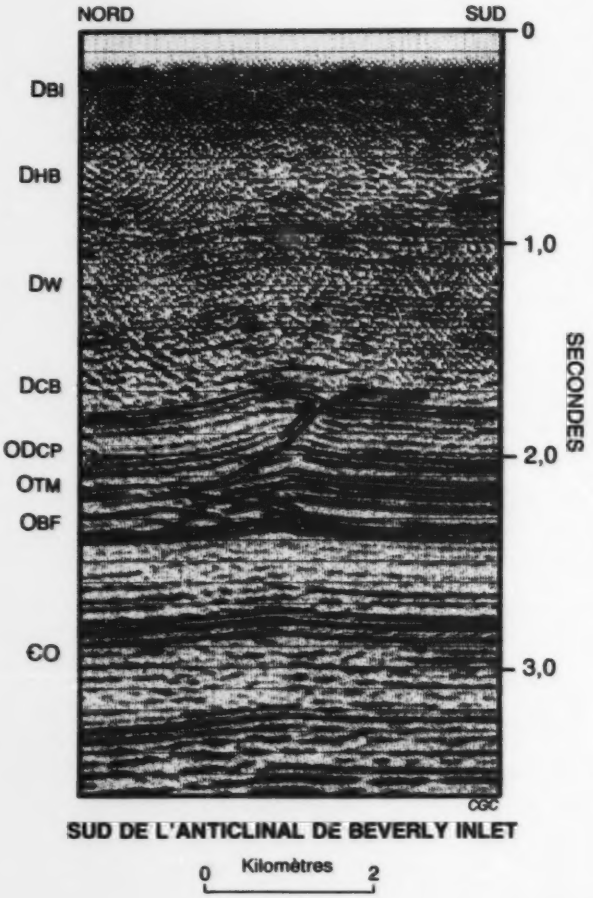


Figure 12G-13. Partie de la ligne de sismique réflexion avec migration dans le temps (Panarctic Oils Limited, levé-1660), étape 3b de la figure 12G-9. La formation d'un biseau a produit une géométrie triangulaire sur l'image sismique de cet anticlinal innommé au sud de l'anticlinal de Beverley Inlet (fig.12G-7). L'inversion de la vergence de la faille de chevauchement se situe près de la base de la Formation de Thumb Mountain (OTM).

Figure 12G-12. Partie de la ligne de sismique réflexion (levé 1171) au-dessus de l'anticlinal de Cape Phipps (voir aussi la figure 3D, en pochette). Il s'agit d'une représentation de l'expression sismique de l'étape correspondant à la formation de la rampe pendant le plissement (étape 3a, fig.12G-9). Les diffractions masquent quelque peu les réflecteurs qui se terminent contre la faille, et la forme sigmoïdale de la rampe du chevauchement est accentuée par le fait que la vitesse augmente avec la profondeur.

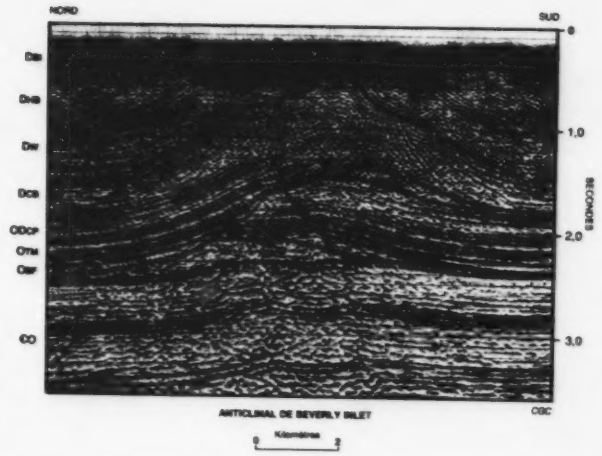


Figure 12G-14. Partie de la ligne de sismique réflexion avec migration dans le temps (levé 1660), au-dessus de l'anticlinal de Beverley Inlet (fig. 12G-7). Cette image sismique représente l'étape du plissement correspondant à des augmentations importantes de l'amplitude des plis de surface causées par la croissance diapirique d'un bombement de shale (étape 4, fig. 12G-9) dans la coupe de la Formation de Cape de Bray perchée verticalement au-dessus du bombement salifère.

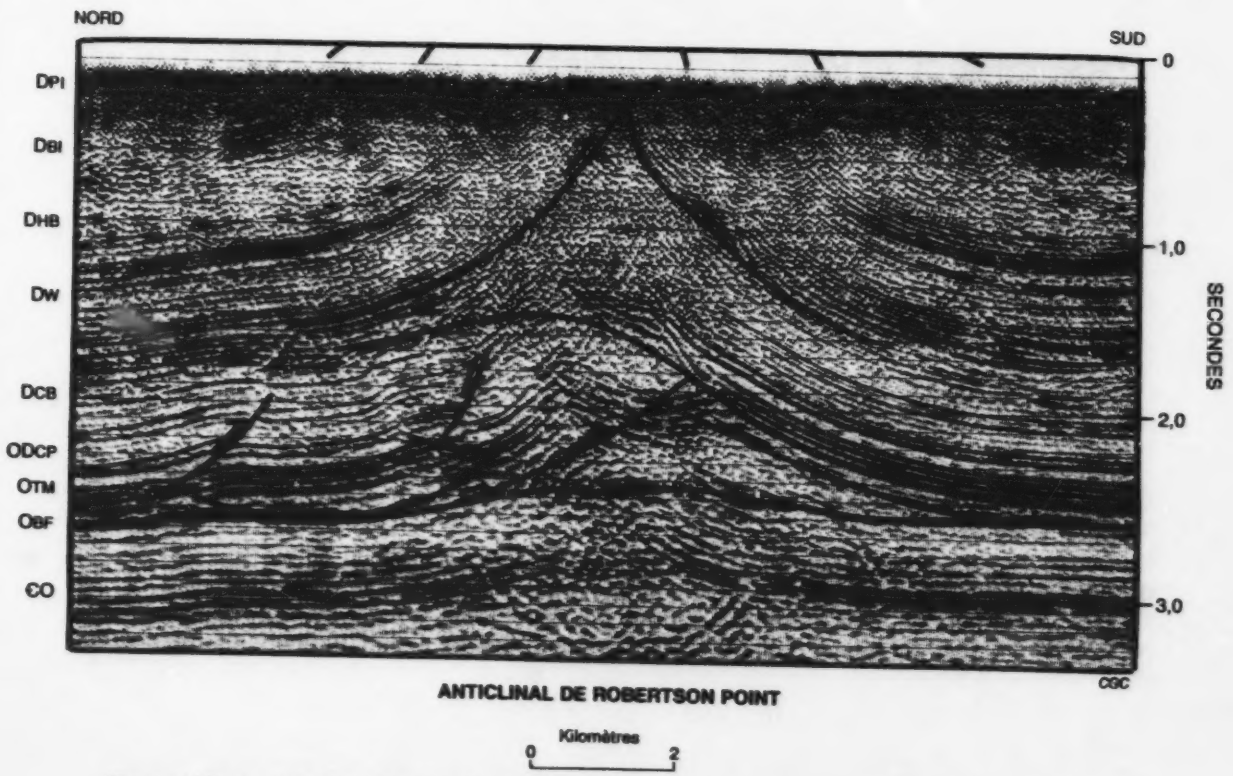


Figure 12G-15. Partie de la coupe de sismique réflexion avec migration dans le temps (levé 1660) au-dessus de l'anticlinal de Robertson Point (fig.12G-7). Cette structure correspond à l'étape du plissement lorsque le raccourcissement démontrable dépasse 10 %. Dans ce cas, le simple anticlinal de surface et le bombement cuspidé de shale près de la surface masque un réseau complexe de bombements salifères et de failles de chevauchement majeures et mineures à vergence variable dont les décollements secondaires se situent à différents niveaux stratigraphiques.

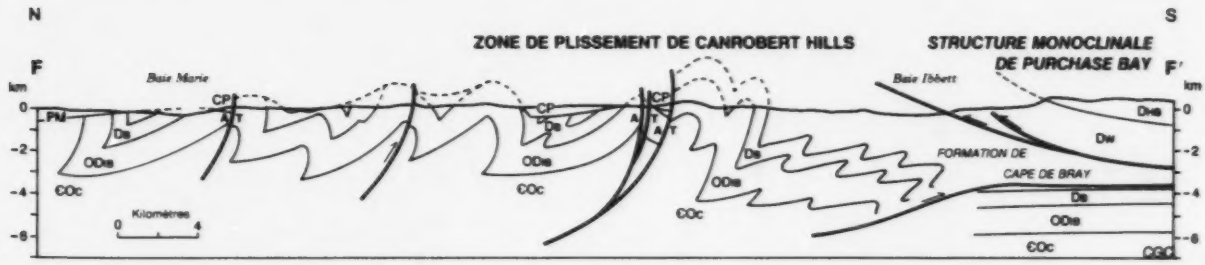


Figure 12G-16. Coupe structurale schématique de la zone de plissement de Canrobert Hills, dans le nord-ouest de l'île Melville. L'emplacement est donnée à la figure 3C, en pochette. Les unités stratigraphiques sont: PM - strates permiennes et mésozoïques; CP - F.de Canyon Fiord du Carbonifère et du Permien, D_{HB} - F.de Hecla Bay, Dw - F.de Weatherall, D_{CB} - F. de Cape de Bray, D_B - F.de Blackley, OD_{IB} - F.d'Ibbett Bay, €Oc - strates du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur (non divisées). A: décrochement dans une direction opposée à l'observateur. T: décrochement vers l'observateur.

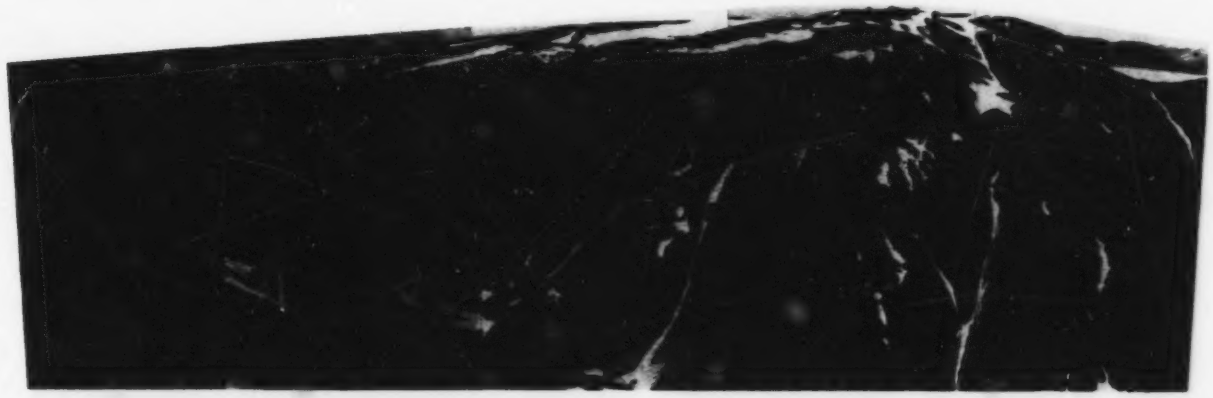


Figure 12G-17. Vue panoramique d'un anticlinal déversé dans la zone de plissement de Canrobert Hills. La longueur d'onde de cette structure est d'environ 12 km. Les lignes pointillées indiquent des marqueurs structuraux dans la Formation de Canrobert.

pendage abrupt dont la direction varie de N45°E à N90°E et à N70°W; il s'agit de la zone de failles de Blue Hills décrite par Tozer et Thorsteinsson (1964). Cette région est mal connue vu l'absence de données géophysiques et de coupes stratigraphiques affleurantes; par conséquent, l'attitude, la chronologie du mouvement et la direction du rejet des failles exposées sont inconnues. Cependant, les failles sont reliées à la flexure monoclinale et à la formation de dômes structuraux au sein des strates superficielles, phénomène qui semble indiquer la présence d'une composante de rejet en régime compressif. D'autres failles trouvées dans cette région ont une orientation allant de N5°E à N20°E et sont spatialement et probablement génétiquement liées a l'évolution du graben d'Eglinton (Jurassique moyen à Crétacé tardif?).

Zone de plissement de Canrobert Hills

La déformation dans la zone de plissement de Canrobert Hills est caractérisée par la présence de plis en chevrons à différentes échelles, et par des indices de deux événements tectoniques distincts. La déformation plus ancienne touche les strates givétiennes et plus vieilles et pourrait être pénécontemporaine du plissement et du chevauchement associés à la zone de plissement de Parry Islands. La déformation plus récente (déformation melvillienne) touche les strates inférieures du Permien inférieur, du Carbonifère supérieur et même plus basses, et est analysée ailleurs dans ce volume (chapitre 13).

Les éléments tectoniques (montrés à la figure 3C) définissent une zone de plissement arquée dont l'orientation passe de N70°E, sur le côté est, à entre N90°E et N65°W, sur le côté ouest. Les plis sont fermés, droits, asymétriques et déversés par endroits; ils ont une vergence sud et plongent vers l'est sur le côté sud-est de la zone de plissement, et vers l'ouest le long de la limite occidentale de la zone de plissement exposée adjacente au détroit de Kellett. Les plis accusent un clivage axial manifeste dans la région axiale des grands plis, et sont associés à un métamorphisme de faible degré pré-carbonifère. D'autres éléments structuraux de la zone de plissement comprennent des fentes d'extension sigmoïdales remplies de carbonates pouvant atteindre jusqu'à 11 m de largeur, plusieurs failles inverses à déplacement limité, des failles

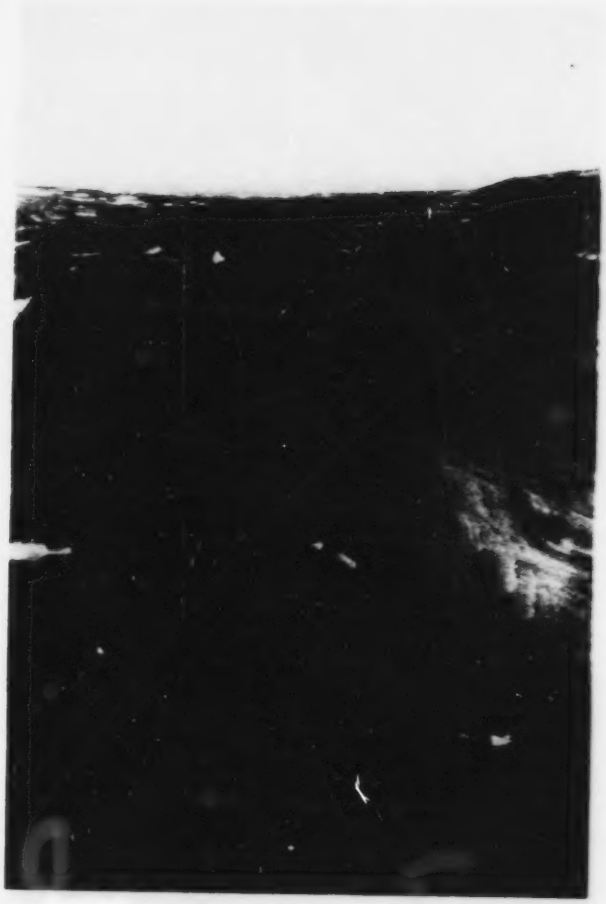


Figure 12G-18. Plis subsidiaires développés dans la Formation de Blackley dans la zone de plissement de Canrobert Hills. À noter les petites failles de décrochement qui décalent les plis à angle droit par rapport à la direction structurale prédominante.

de déchirement à direction nord et plusieurs failles normales et coulissantes dextres de nature tardive. La coupe transversale schématique de la zone de plissement de Canrobert Hills qui est présentée à la figure12G-16 met en évidence les styles de plissement et les mécanismes connus du raccourcissement fondés sur les données de surface disponibles. Le rôle joué par les failles de chevauchement en subsurface et la profondeur du niveau présumé de décollement basal demeurent incertains.

L'échelle des plis en chevrons varie en fonction de leur position stratigraphique. Les plis les plus grands se sont produits dans les formations de Canrobert et d'Ibbett Bay et possèdent une longueur d'onde moyenne de 8 km (fig. 12G-17). Les plis de la Formation de Blackley, dont la longueur d'onde peut atteindre 2 ou 3 km, sont des plis parasites répartis au-dessus de structures sous-jacentes plus grandes (fig. 12G-18). La déformation dans la formation sus-jacente de Cape de Bray est caractérisée par un écoulement ductile évident, et par des plis fermés à isoclinaux dont les dimensions peuvent atteindre celles d'affleurements et des failles de chevauchement moins importantes. Ces petites structures, comme la plupart des éléments structuraux produits par contraction dans la zone de plissement de Canrobert Hills, ont une vergence sud. Cependant, dans la partie supérieure de la Formation de Cape de Bray ou la partie inférieure de la Formation de Weatherall, il existe une surface au-dessus de laquelle des plis et des chevauchements mésoscopiques accusent une vergence nord. Cette surface (montrée aux figures 12G-16 et 12G-19) est interprétée comme étant une surface supérieure de décollement qui coiffe une zone triangulaire au-dessus de laquelle des strates silicoclastiques du Dévonien ont été soulevées passivement pour former une flexure monoclinale faisant face au sud (structure monoclinale de Purchase Bay), et au-dessous de laquelle la partie sud de la zone de plissement de Canrobert Hills a été insérée sous la forme d'un coin tectonique. La largeur conservée de cette zone triangulaire est égale à la largeur de la structure monoclinale de Purchase Bay, soit environ 30 km.

Le prolongement vers l'ouest de la zone de plissement de Canrobert Hills est masqué à la surface par les strates plus récentes du graben d'Eglinton et du bassin de Sverdrup et par les eaux interinsulaires. Les données de sismique réflexion recueillies dans l'île Eglinton et le nord de l'île Prince Patrick confirment le prolongement sans décalage latéral de la zone de déformation de la fin du Paléozoïque (chapitre 12H).

Le raccourcissement dans la zone de plissement de Canrobert Hills est estimé à environ 30 %.

Figure 12G-19. Photographie aérienne oblique (T414L-45), vers l'est, de la structure monoclinale de Purchase Bay et de la limite sud de la zone de plissement de Canrobert Hills (arrière-plan, côté droit). Les unités stratigraphiques sont les mêmes qu'à la légende de la figure 12C-6 en plus d'inclure Oc - F. de Canrobert, M - strates mésozoïques du graben d'Eglinton (affleurant dans l'île Eglinton; centre, arrière-plan). La vergence des plis asymétriques et déversés, qu'ils soient petits ou importants, permet de déterminer l'emplacement du chevauchement rétroverse à vergence nord qui traverse la photographie.

H. DÉFORMATION DANS LES ÎLES PRINCE PATRICK ET BANKS, DU DÉVONIEN TARDIF AU CARBONIFÈRE PRÉCOCE

J.C. Harrison et T.A. Brent

Le fait que des strates dévoniennes déformées affleurent dans le sud-ouest de l'île Prince Patrick et le nord-est de l'île Banks est connu depuis longtemps, mais leur lien avec l'orogène ellesmérien dans les îles Parry et la direction de l'orogène à l'ouest de ces îles demeurent problématiques. Ce sous-chapitre présente un résumé des observations recueillies en surface qui ont été publiées et des données pertinentes de sismique réflexion acquises par l'industrie mais inédites.

ÎLE PRINCE PATRICK

Tozer (1956) a été le premier à reconnaître un anticlinal dans les strates dévoniennes au fond de la baie Mould, dans l'île Prince Patrick. Plus tard, Tozer et Thorsteinsson (1964) ont reconnu une discordance angulaire sous les strates jurassiques à l'est de la station météorologique de la baie Mould. Toutefois, les structures plissées caractéristiques de la région des collines Canrobert ne semblent pas se prolonger dans la zone d'affleurements de roches dévoniennes de la partie sud de l'île Prince Patrick. Pour expliquer la terminaison de la zone de plissement, Thorsteinsson et Tozer (1970) ont avancé qu'une faille verticale de décrochement dextre d'origine pré-mésozoïque aurait pu causer un décalage vers le nord de la zone déformée à l'ouest de l'île Melville.

Des données recueillies sur le terrain en 1987 (Harrison et al., 1988) indiquent que le plissement et le chevauchement pré-mésozoïques ont été actifs dans toutes les zones d'affleurements du Dévonien dans le sud-est de l'île Prince Patrick. De plus, des données de sismique réflexion indiquent que des structures apparentées sont très répandues dans la subsurface des îles Eglinton et Prince Patrick et dans les passages interinsulaires à l'ouest de l'île Melville (fig. 12H-1). Les structures superficielles comprennent une discordance angulaire (généralement inférieure à 30° mais pouvant atteindre jusqu'à 90° par endroits) située sous les strates du Crétacé inférieur à l'ouest de la baie Mould, sous les strates du Jurassique entre les baies Green et Mould, et sous les strates du Trias supérieur à proximité de l'inlet Intrepid. Une série de sept anticlinaux et de six synclinaux intermédiaires se sont formés dans les strates du Dévonien moyen et supérieur. Les plis sont ouverts et droits et ont un plongement modéré, une longueur d'onde moyenne de 15 km, une amplitude maximale de 1,5 km et une direction qui passe de N20°W près de la baie Dyer, à N20°E à l'ouest de la baie Mould et enfin à N45°W près de la baie Green. Le terrain plissé a été complètement fracturé par un faisceau complexe de failles obliques par rapport au plan axial des plis; ces failles déplacent des strates mésozoïques et plus anciennes et ne semblent donc pas être reliées au plissement. Les anticlinaux sont des structures cuspidées et étroites qui semblent indiquer un niveau de décollement peu profond, probablement dans la Formation de Cape de Bray (Dévonien moyen). Le développement de petits plis et chevauchements à l'échelle de l'affleurement, et la présence d'un clivage ardoisier pénétratif qui est manifeste dans la région axiale des anticlinaux, indiquent également que les structures à la surface sont le produit d'une compression. Un élément structural important de la géologie de surface est la présence d'une structure monoclinale qui fait face au sud et dans laquelle affleure la partie supérieure de la Formation de Cape de Bray, au nord de la baie Green et à l'est de l'inlet Intrepid.

Des données sismiques révèlent la présence d'une vaste discordance angulaire sub-mésozoïque et de plusieurs structures reliées à un régime compressif; ces structures se caractérisent par leur grande longueur d'onde et leur faible amplitude et impliquent des strates pré-carbonifères sous la partie sud des îles Eglinton et Prince Patrick. Plusieurs des plis qui peuvent être cartographiés à la surface et une faille de chevauchement au nord des baies Dyer et Mould, sont également reconnaissables sur les profils de sismique réflexion qui illustrent des structures de direction comparable dans la succession pré-carbonifère sous la plaine côtière de l'Arctique. Bien que des observations faites en surface semblent indiquer la présence d'un décollement dans la Formation de Cape de Bray, quelques plis dans les unités clastiques dévoniennes impliquent aussi la séquence sous-jacente silurienne et même plus ancienne de mudstones, de roches carbonatées de bassin, ou des deux. La profondeur finale du décollement (s'il existe vraiment) sous ces plis est inconnue.

La répartition, dans l'ensemble de la région, de structures monoclinales à vergence sud (fig. 12-H1) atteste également de la continuité des éléments tectoniques de surface et de subsurface dans la région de l'île Prince Patrick. La structure monoclinale de Purchase Bay, dans l'ouest de l'île Melville, est également visible à l'ouest sur les images sismiques de l'intervalle sub-mésozoïque sous le centre de l'île Eglinton. De plus, la structure monoclinale trouvée à la surface près de la baie Green semble se prolonger dans la subsurface au nord-ouest de l'inlet Intrepid. Il est raisonnable de conclure que ces éléments tectoniques semblables et spatialement reliés représentent une seule flexure monoclinale continue (de forme sigmoïdale vue en plan) qui est associée génétiquement au soulèvement prétriasique de la partie nord-est de la région cartographiée.

Aux endroits, dans cette région soulevée, où la séquence du Paléozoïque affleure ou a été identifiée en subsurface par des méthodes géophysiques, l'intensité de la déformation et le degré de raccourcissement sont considérablement plus élevés que dans les régions

Harrison, J.C. et Brent, T.A.
1991: Déformation dans les îles Prince Patrick et Banks, du Dévonien tardif au Carbonifère précoce; dans chap. 12 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

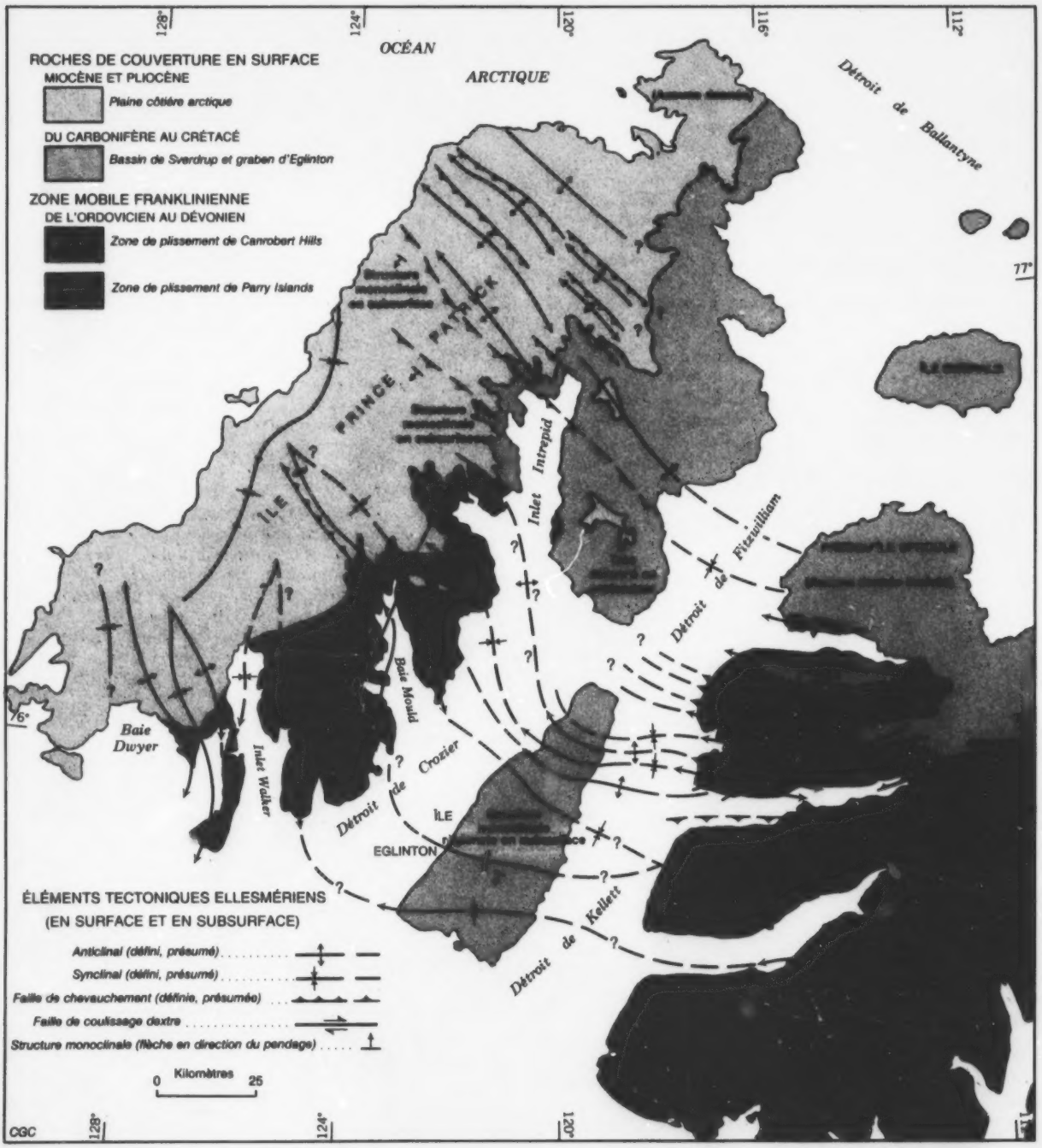


Figure 12H-1. Éléments tectoniques paléozoïques de l'île Prince Patrick et des îles adjacentes. Les éléments structuraux indiqués dans certaines régions de la zone mobile franklinienne affleurante ont été définis grâce à des observations sur le terrain. Les autres structures ont été reconstituées à partir des données de sismique réflexion qui montrent le sommet de la séquence inférieure de roches carbonatées du Paléozoïque au-dessous des roches de couverture plus récentes du bassin de Sverdrup, du graben d'Eglinton et de la plaine côtière arctique. Les points d'interrogation ont été ajoutés là où l'interpolation ou l'extrapolation d'éléments tectoniques n'a pas pu être confirmée par des données géophysiques.

structuralement plus basses au sud-ouest de la flexure monoclinale. Des plis à plongement ouest de la zone de plissement de Canrobert Hills (dans le nord-ouest de l'île Melville) peuvent être corrélés individuellement avec des plis à plongement ouest et à longueur d'onde semblable qui ont été définis sismiquement sous la partie nord de l'île Eglinton. La présence d'anticlinaux fermés et à double plongement ainsi que de failles de chevauchement à vergence nord-est et à déplacement inconnu, a également été établie en subsurface, sous les strates permiennes et plus récentes dans des profils sismiques du nord-est de l'île Prince Patrick. Ces structures représentent vraisemblablement le prolongement vers le nord-ouest de la zone de plissement de Canrobert Hills.

La vue en plan de cette zone très déformée définit un rentrant structural centré sous l'île Eglinton et jumelé à la partie sud-est d'un promontoire à direction nord-est sous le sud-ouest de l'île Prince Patrick. L'étendue totale de ce promontoire au nord-ouest est inconnue.

Des données recueillies à l'aide de méthodes sismiques et le forages permettent également d'expliquer le changement des directions structurales à l'ouest des îles Parry. Ces données indiquent qu'un milieu de sédimentation de roches carbonatées de plate-forme a pu exister tout au long du début du Paléozoïque dans la région de l'île Prince Patrick. Ces roches ont peut-être étayé les plis et les chevauchements imbriqués qui se propageaient vers le sud à travers les strates relativement incompétentes de la zone de plissement de Canrobert Hills dans le nord-ouest de l'île Melville.

Un élément structural important, quelque peu anormal, a été reconnu dans les données de subsurface recueillies dans l'ouest de l'île Prince Patrick; il s'agit d'un synclinal pré-jurassique(?) à double plongement qui est orienté N30°E et qui peut être cartographié sur une distance de 140 km. L'orientation de ce synclinal s'écarte de 70° à 90° de la fabrique tectonique régionale d'orientation nord-ouest. Il est possible que cette deuxième direction structurale ait été générée au cours d'une étape distincte de plissement paléozoïque. Des plis semblables à axes transversaux ont été identifiés par Dailly et Plauchut (1986) dans la subsurface de l'île Banks, et pourraient également exister à proximité des collines Canrobert, où des plis ellesmériens ont été replissés au cours de la déformation melvillienne du Permien précoce (Thorsteinsson et Tozer, 1970).

PARTIE NORD-EST DE L'ÎLE BANKS

Les plis de la partie nord de l'île Banks ont été cartographiés et décrits par Thorsteinsson et Tozer (1962), Klovan et Embry (1971) et Miall (1979). Ils sont formés dans des strates du Dévonien moyen à tardif (formations de Weatherall et de Parry Islands). L'élément dominant est un vaste synclinal qui est orienté approximativement N10°E (voir la figure 2, en pochette). Le flanc est du synclinal, dont le pendage est d'environ 2°, passe à une vaste structure monoclinale. Des plis plus petits, espacés de 5 à 8 km, se présentent sur le flanc ouest du synclinal. Le pendage des flancs de ces plis est en moyenne 5° et ne dépasse jamais 10°. Plus à l'ouest, des levés sismiques ont permis de détecter la présence en subsurface d'un vaste synclinal ouvert à orientation nord. La carte structurale montrant les isobathes du toit de la séquence carbonatée du Dévonien a révélé la présence de quatre autres plis à faible amplitude qui ont une orientation de N50°E (Dailly et Plauchut, 1986). Puisque aucun pli comparable ne se présente dans les strates sus-jacentes discordantes du Crétacé, la déformation doit être antérieure au Crétacé. Les directions structurales ressemblent à celles qui sont trouvées dans le sud-ouest de l'île Prince Patrick, et sont également parallèles aux anomalies aéromagnétiques et à certaines directions structurales sur le continent adjacent.

ANALYSE

Les renseignements relatifs à la surface et à la subsurface qui sont présentés dans le cadre de ce chapitre, témoignent de la continuité structurale des roches pré-carbonifères dans l'ouest de l'île Melville avec celles de l'île Prince Patrick, c'est-à-dire qu'ils attestent de l'absence d'une faille de coulissage importante à l'est de l'île Melville. La zone de plissement de Canrobert Hills est une zone continue et bien définie de déformation intense à orientation nord-ouest qui englobe les marges sud-est et nord-est d'un promontoire. Une partie de ce contrefort constitue le segment méridional de l'île Prince Patrick.

Les problèmes les plus importants qu'il reste à résoudre sont le prolongement de l'orogène ellesmérien dans la région au large des côtes et son lien avec des structures du même âge dans le nord du Yukon et le nord de l'Alaska. Trois hypothèses peuvent être formulées.

Bally (lors d'une communication avec Kerr, 1982) a avancé que la direction principalement vers l'ouest de l'orogène dans les îles Parry pourrait se prolonger à l'ouest, sous des sédiments plus récents, et pourrait donc être tronquée par la marge continentale moderne (c.-à-d., crétacée) de l'archipel arctique canadien à l'ouest de l'île Prince Patrick. Une configuration de ce type appuierait son hypothèse et celle d'Oldow et al. (1987), selon laquelle la réapparition de la zone déformée d'origine ellesmérienne dans les monts Richardson, British et Barn du nord du Yukon (Bell, 1974) peut être attribuée à un décalage sénestre au Mésozoïque de la zone de plissement paléozoïque; ce décalage aurait été provoqué par un mégacisaillement d'orientation nord-est survenu à proximité de la marge continentale actuelle et parallèle à cette dernière, qui aurait été actif durant la création du bassin Canada.

En revanche, la zone de plissement pourrait changer de direction à l'ouest de la zone de plissement de Parry Islands et être reliée à la portion yukonienne de la zone mobile franklinienne par une zone de déformation à orientation nord-est qui se situe sous une couverture de roches plus récentes de plate-forme et talus continentaux, à l'ouest des îles Banks et Prince Patrick. Cette hypothèse s'appuie sur l'image de failles de chevauchement pré-jurassiques observée dans les données de sismique réflexion recueillies près du soulèvement de Campbell, à l'est du delta du Mackenzie (Cook et al., 1987), et sur la présence de plis orientés vers le nord-est sur l'île Banks, s'ils datent tous deux du Dévonien tardif-Carbonifère précoce (Ellesmérien). Ces structures pourraient constituer des indices à l'appui du modèle oroclinal de la création du bassin Canada (Carey, 1958).

Une troisième possibilité veut que le prolongement de la zone de plissement soit orienté vers l'ouest, qu'il soit

tronqué par la marge continentale, et qu'une reconstitution oroclinale de la région de la chaîne Brooks et du nord de l'Alaska puisse créer le lien pré-existant avec les strates déformées inférieures du Paléozoïque mises en évidence par des forages près de la pointe Barrow, en Alaska (Carter et Laufield, 1975), et par des données de sismique réflexion provenant de l'arche de Barrow (Grantz et May, 1983).

Il est difficile d'évaluer ces hypothèses vu la rareté des renseignements recueillis en subsurface sur la plate-forme continentale à l'ouest des îles Prince Patrick et Banks. Or, le fait que les directions structurales de l'orogenèse ellesmérienne rencontrent la plate-forme continentale à des angles élevés sans virage manifeste vers l'ouest, semble réfuter la deuxième hypothèse. La seule preuve possible d'un virage de ce genre sont les plis à direction nord-est sur l'île Banks, mais leur âge est mal délimité et il pourrait bien se situer à une époque postérieure à l'orogenèse ellesmérienne (voir le chapitre 13, déformation melvillienne).

I. SOMMAIRE

H.P. Trettin

L'histoire de la déformation de l'archipel arctique du Silurien tardif au Carbonifère précoce se résume à six événements principaux (fig. 12I-1).

(1) L'accrétion de la Pearya à la zone de plissement de Clements Markham a été l'un des événements les plus importants de l'histoire structurale de la partie nord de l'île d'Ellesmere. L'information disponible semble indiquer qu'elle est due à une transpression sénestre au Silurien tardif, mais la détermination de l'âge et du mécanisme de l'accrétion exige des études plus poussées. Le métamorphisme régional, atteignant par endroits jusqu'au faciès des amphibolites, et la mise en place d'un pluton granitique ?post-tectonique dérivé du socle et dont l'âge U-Pb (zircon) s'échelonne de la fin du Dévonien précoce au Dévonien moyen, semblent être reliés à cet événement.

(2) Les directions structurales de la zone de plissement de Northern Heiberg sont presque parallèles à celles du soulèvement de Boothia et ont probablement été héritées du socle précambrien. La réactivation de ces directions par la formation de failles de chevauchement et de plis du Silurien tardif au Dévonien précoce a été causée soit par un mouvement vers le sud-ouest de la partie septentrionale de l'île d'Ellesmere, soit par les mêmes contraintes régionales qui ont produit des mouvements associés au soulèvement de Boothia au Silurien tardif.

(3) Des failles chevauchantes orientées vers l'ouest se sont formées sur le flanc ouest du soulèvement de Boothia (et probablement partout dans le soulèvement) au cours du Silurien tardif (fin du Ludlowien) et du Dévonien précoce (Lochkovien), mais les mouvements siluriens ont été faibles au nord du détroit de Barrow. Les failles de chevauchement impliquent le socle cristallin précambrien et sont contrôlées par son «grain» structural. La compression est vraisemblablement reliée à une convergence dans la zone mobile calédonienne, qui a une orientation méridionale comparable.

(4) Les mouvements du soulèvement d'Inglefield survenus du milieu à la fin du Dévonien précoce et connus seulement par la stratigraphie établie pour la période s'étendant du Pragien au début de l'Emsien dans le centre et le sud de l'île d'Ellesmere, pourraient avoir une nature et une origine comparables à celles du soulèvement de Boothia.

(5) Le soulèvement au Givétien(?) et Frasnien de la partie nord-ouest de la zone de plissement de Hazen, qui a pu être accompagné par l'affaissement d'une partie de la zone de plissement de Clements Markham, est provisoirement attribué à un rejeu du décrochement sénestre et est mis en corrélation avec un deuxième épisode, mal daté, d'un régime compressif du nord de l'île Axel Heiberg.

(6) Une déformation généralisée en régime compressif, connue sous le nom d'orogenèse ellesmérienne *sensu stricto*, s'est produite dans toute la zone mobile franklinienne après la sédimentation de la Formation ou Groupe d'Okse Bay entre la toute fin du Dévonien et le Carbonifère précoce. Dans l'extrême nord de l'île d'Ellesmere (Pearya, zone de plissement de Clements Markham ?et parties adjacentes de la zone de plissement de Hazen), cette compression a probablement eu pour résultat principal la formation de failles à cause de la stabilisation partielle par des événements antérieurs; plus loin au sud, elle a produit des plis et des failles de chevauchement de style couverture dans le centre et le sud-est de la zone de plissement de Hazen, et dans les zones de plissement de Central Ellesmere, de Canrobert Hills et de Parry Islands. L'évolution et le style structural de cette déformation sont particulièrement bien connus à partir de coupes sismiques de la zone de plissement de Parry Islands, où la majeure partie du raccourcissement se présente au-dessus de la base des évaporites ordoviciennes.

Dans le nord du soulèvement de Boothia, dont les directions structurales sont à angle élevé mais non perpendiculaires aux contrainte régionales, les failles du socle ont été réactivées, et des structures d'interférence complexes ont été formées dans la couverture sédimentaire, particulièrement à son intersection avec la zone de plissement de Parry Islands.

Trettin, H.P.
1991: Sommaire (Phases de déformation et métamorphisme et plutonisme associés au Silurien et Carbonifère précoce dans l'archipel arctique); dans chap. 12 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

PHASES DE DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME ET PLUTONISME ASSOCIÉS AU SILURIEN ET CARBONIFÈRE PRÉCOCE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

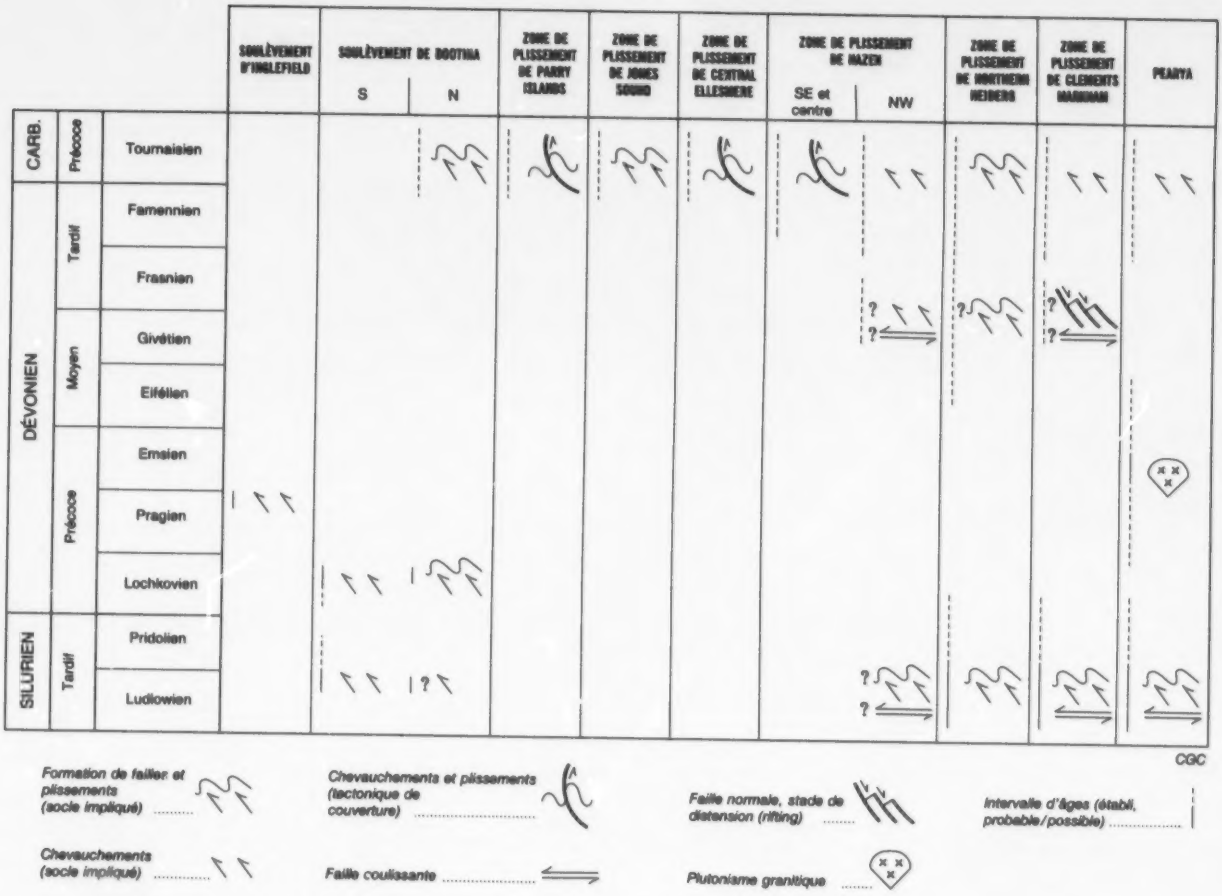


Figure 12I-1. Corrélation d'événements tectoniques du Silurien tardif au Carbonifère précoce. L'échelle verticale est l'échelle chronologique absolue de Palmer, 1983.

L'origine de l'orogenèse ellesmérienne n'a pas été analysée dans les parties précédentes parce qu'elle n'est pas évidente dans les affleurements observés sur terre. La convergence de la plaque nord-américaine et d'une autre plaque continentale ou océanique dans la région actuelle de l'océan Arctique en est la cause la plus probable, mais cette plaque n'a pas encore été identifiée avec certitude, et la suture postulée, si elle existe vraiment, doit se situer dans les régions extracôtières actuelles. La convergence a pu être de nature orthogonale ou oblique et, dans ce dernier cas, elle aurait été accompagnée d'un décrochement; toutefois, un décrochement pur sans composante de convergence n'aurait pas pu produire une déformation aussi étendue.

RÉFÉRENCES

Balkwill, H.R. and Fox, F.G.
1982: Incipient rift zone, western Sverdrup Basin, Arctic Canada; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 171-187.

Bell, J.S.
1974: Late-Paleozoic orogeny in the northern Yukon; in Proceedings of the Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.); Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 23-38.

Berkhout, A.W.J.
1973: Gravity in the Prince of Wales, Somerset and northern Baffin islands region; in Proceedings of the Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.); Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 63-80.

Blackadar, R.G.
1967: Precambrian geology of Boothia Peninsula, Somerset Island, and Prince of Wales Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 151, 62 p.

Brown, R.L., Dalziel, I.W.D., and Rust, B.R.
1969: The structure, metamorphism, and development of the Boothia Arch, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 525-543.

Campbell, F.H.A.
1981: Stratigraphy and tectono-depositional relationships of the Proterozoic rocks of the Hadley Bay area, northern Victoria Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 15-22.

Carey, S.W.
1958: The tectonic approach to continental drift; in Continental Drift. A symposium, S.W. Carey (convener); Geology Department, University of Tasmania, Hobart, p. 177-358.

Carter, C. and Laufield, S.
1975: Ordovician and Silurian fossils in well cores from North Slope of Alaska; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 457-464.

Christie, R.L.
1986: The Melville Project, 1984-85: progress report; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 795-799.

Christie, R.L., Thorsteinsson, R., and Kerr, J.W.
1966: Prince of Wales Island; Geological Survey of Canada, Open File 66, 6 maps at 1:125 000 scale.

Cook, D.G.
1983: The northern Franklin Mountains, N.W.T., Canada: a scale model for the Wyoming Province; in Rocky Mountains Foreland Basins and Uplifts, J.D. Lowell (ed.); Rocky Mountain Association of Geologists, p. 315-338.

Cook, F.A., Coflin, K.C., Lane, L.S., Dietrich, J.R., and Dixon, J.
1987: Structure of the southeast margin of the Beaufort-Mackenzie basin, Arctic Canada, from crustal seismic-reflection data; Geology, v. 15, p. 931-935.

Dailly, G. et Plauchut, B.
1986: Relations entre l'archipel arctique canadien et la North Slope d'Alaska; Bulletin de la Société Géologique de la France, 8e série, v. 2, p.703-710.

de Vries, C.D.S.
1974: Structure; in Geology and Hydrocarbon Prospects of P. and N. G. Permit Nos. A6846 to A6886 (excluding Permit No. A6855), northeastern Ellesmere Island, Canadian Arctic Islands, written and compiled by U. Mayr and J.H. Stuart Smith, J.C. Sproule and Associates Ltd., Calgary, Alberta, p. 28-34 (unpublished).

Dixon, J.
1974: Revised stratigraphy of the Hunting Formation (Proterozoic), Somerset Island, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 635-642.
1978: A Middle Ordovician unconformity in the Arctic Lowlands: a discussion; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 208-217.

Drummond, K.J.
1973: Canadian Arctic Islands; in Future Petroleum Provinces of Canada — their Geology and Potential, R.G. McCrossan (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 442-472.

Fortier, Y.O.*
1957: The Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, C.H.Stockwell (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Series no. 1 (fourth edition), p. 393-442.

Fortier, Y.O., Blackadar, R.G., Glenister, B.F., Greiner, H.R., McLaren, D.J., McMillan, N.J., Norris, A.W., Roots, E.F., Souther, J.G., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1963: Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin); Geological Survey of Canada, Memoir 320, 671 p.

Fox, F.G.
1983: Structure sections across Parry Islands fold belt and Vesey Hamilton salt wall, Arctic Archipelago, Canada; in Seismic Expression of Structural Styles, a Picture and Work Atlas, A.W. Bally (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, Series 15, v. 3, p. 3.4.1-54 to 3.4.1-72.
1985: Structural geology of the Parry Islands Fold Belt; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 33, p. 306-340.

Frisch, T.
1974: Metamorphic and plutonic rocks of northernmost Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 229, 87 p.
1983: Reconnaissance geology of the Precambrian Shield of Ellesmere, Devon and Coburg islands, Arctic Archipelago: a preliminary account; Geological Survey of Canada, Paper 82-10, 11 p.

Grantz, A. and May, S.D.
1983: Rifting history and structural development of the continental margin north of Alaska; in Studies in Continental Margin Geology, J.S. Watkins and C.L. Drake (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 77-100.

Gries, R.
1983: North-south compression of Rocky Mountains foreland structures; in Rocky Mountains Foreland Basins and Uplifts, J.D. Lowell (ed.); Rocky Mountain Association of Geologists, p. 9-32.

Hamilton, W.
1983: Cretaceous and Cenozoic history of the northern continents; Annals of the Missouri Botanical Garden, v. 70, p. 440-458.

Harrison, J.C. and Bally, A.W.
in press: Cross-sections of the Parry Islands Fold Belt on Melville Island, Canadian Arctic Islands; Bulletin of Canadian Petroleum Geology.

Harrison, J.C., Embry, A.F., and Poulton, T.P.
1988: Field observations on the structural and depositional history of Prince Patrick Island and adjacent areas, Canadian Arctic Islands; in Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 88-1D, p. 41-49.

Harrison, J.C., Goodbody, Q.H., and Christie, R.L.
1985: Stratigraphic and structural studies on Melville Island, District of Franklin, in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 629-637.

Higgins, A.K., Mayr, U., and Soper, N.J.
1982: Fold belts and metamorphic zones of northern Ellesmere Island and North Greenland; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 159-166.

Hurst, J.M. and Surlyk, F.
1982: Stratigraphy of the Silurian turbidite sequence of North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin no. 145, 121 p.

Jackson, G.D. and Ianelli, T.R.
1981: Rift-related cyclic sedimentation in the Neohelikian Borden Basin, northern Baffin Island; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 269-302.

Jones, D.L. and Fahrig, W.F.
1978: Paleomagnetism and age of the Aston dykes and Savage Point sills of the Boothia Uplift, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1605-1612.

Kerr, J.W.
1964: Bathurst Island; in Summary of activities: field, 1963, S.E. Jenness (comp.); Geological Survey of Canada, Paper 64-1, p. 4.
1967a: Nares submarine rift valley and the relative rotation of north Greenland; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 15, p. 483-520.
1967b: Vendom Fiord Formation — a new red-bed unit of probable early Middle Devonian (Eifelian) age, Ellesmere Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 67-43, 8 p.
1967c: Devonian of the Franklinian Miogeosyncline and adjacent Central Stable Region, Arctic Canada; in International Symposium on the Devonian System, D.H. Oswald (ed.); Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta, v. 1, p. 677-692.
1973a: Geology, Sawyer Bay, District of Franklin, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Map 1357A.
1973b: Geology, Dobbin Bay, District of Franklin, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Map 1358A.
1973c: Geology, Kennedy Channel and Lady Franklin Bay, District of Franklin, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Map 1359A.
1974: Geology of the Bathurst Island group and Byam Martin Island, Arctic Canada (Operation Bathurst Island); Geological Survey of Canada, Memoir 378, 152 p.
1975: Cape Storm Formation — a new Silurian unit in the Canadian Arctic; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 23, p. 67-83.
1976: Stratigraphy of central and eastern Ellesmere Island, Arctic Canada. Part III. Upper Ordovician (Richmondian), Silurian and Devonian; Geological Survey of Canada, Bulletin 260, 55 p.
1977: Cornwallis Fold Belt and the mechanism of basement uplift; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1374-1401.
1982: Evolution of sedimentary basins in the Canadian Arctic; in Evolution of Sedimentary Basins, P. Kent (ed.); Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 305, p. 193-205.

Kerr, J. W. and Christie, R.L.
1965: Tectonic history of Boothia Uplift and Cornwallis Fold Belt, Arctic Canada; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 49, p. 905-926.

Kerr, J. W. and Thorsteinsson, R.
1972: Geology, Baumann Fiord, District of Franklin, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Map 1312A.

Klovan, J.E. and Embry, A.F., III.
1971: Upper Devonian stratigraphy, northeastern Banks Island, N.W.T.; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 705-729.

LaGabrielle, Y. and Auzende, J-M.
1982: Active *in situ* disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorringe Bank: analogy with ophiolite massives; Nature, v. 297, p. 490-493.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Mayr, U.
1982: Lithostratigraphy (Ordovician to Devonian) of the Grise Fiord area, Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 63-66.

Mayr, U. and Okulitch, A.V.
1984: Geological maps (1:125 000) of North Kent Island and southern Ellesmere Island; Geological Survey of Canada, Open File 1036.

Mayr, U., Trettin, H.P., and Embry, A.F.
1982a: Preliminary geological map and notes, Clements Markham Inlet and Robeson Channel map-areas, District of Franklin (NTS 120E, F, G); Geological Survey of Canada, Open File 833, 40 p.
1982b: Preliminary geological map and notes, part of Tanquary Fiord map-area, District of Franklin (NTS 340D); Geological Survey of Canada, Open File 835, 32 p.

McGrath, P.H. and Fraser, I.
1981: Magnetic anomaly map of Arctic Canada, scale 1:3.5 million; Geological Survey of Canada, Map 1512A.

Menzies, A.W.
1982: Crustal history and basin development of Baffin Bay; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 295-312.

Miall, A.D.
1979: Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: the history of an unstable cratonic margin; Geological Survey of Canada, Memoir 387, 235 p.
1983a: Stratigraphy and tectonics of the Peel Sound Formation, Somerset and Prince of Wales islands: discussion; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 493-495.
1983b: The Nares Strait problem: a re-evaluation of the geological evidence in terms of a diffuse oblique-slip plate boundary between Greenland and the Canadian Arctic Islands; Tectonophysics, v. 100, p. 227-239.

Miall, A.D. and Gibling, M.R.
1978: The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Arctic Canada, and some regional paleogeographic implications; Sedimentary Geology, v. 21, p. 85-127.

Miall, A.D. and Kerr, J.W.
1980: Cambrian to Upper Silurian stratigraphy, Somerset Island and northeastern Boothia Peninsula, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Bulletin 315, 43 p.

Morrow, D.W. and Kerr, J.W.
1977: Stratigraphy and sedimentology of lower Paleozoic formations near Prince Alfred Bay, Devon Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 254, 122 p.
1986: Geology of Grinnell Peninsula and the Prince Alfred Bay area, Devon Island, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 1325, 45 p.

Mortensen, P.S.
1985: Stratigraphy and sedimentology of the Upper Silurian strata on eastern Prince of Wales Island, Arctic Canada; unpublished Ph.D. thesis, University of Alberta, Edmonton, Alberta, 335 p.

Oldow, J.S., Ave Lallemant, H.G., Julian, F.E., and Seidensticker, C.M.
1987: Ellesmerian(?) and Brookian deformation in the Franklin Mountains, northeastern Brooks Range, Alaska, and its bearing on the origin of the Canada Basin; Geology, v. 15, p. 37-41.

Okulitch, A.V.
1982: Preliminary structure sections, southern Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 55-62.

Okulitch, A.V. and Mayr, U.
1984: Compressive and extensional tectonics near dextral continental transform faults within the Arctic Platform, southeastern Ellesmere Island, Canada; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 613.

Okulitch, A.V., Packard, J.J., and Zolnai, A.I.
1986: Evolution of the Boothia Uplift, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 350-358.

Packard, J.J.
1985: The Upper Silurian Barlow Inlet Formation, Cornwallis Island, Arctic Canada; unpublished Ph.D. thesis, Department of Geology, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 744 p.

Packard, J.J. and Mayr, U.
1982: Cambrian and Ordovician stratigraphy of southern Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 67-74.

Palmer, A.R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 time scale; Geology, v. 11, p. 503-504.

Peirce, J.W.
1982: The evolution of the Nares Strait lineament and its relation to the Eurekan orogeny; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 237-251.

Powell, D. and Phillips, W.E.A.
1985: Time and deformation in the Caledonide Orogen of Britain and Ireland; in The Nature and Timing of Orogenic Activity in the Caledonian Rocks of the British Isles, A.L. Harris (ed.); The Geological Society, Memoir 9, p. 17-40.

Ramsay, J.G.
1974: Development of chevron folds; Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 1741-1754.

Rice, P.D. and Shade, B.D.
1982: Reflection seismic interpretation and seafloor spreading history of Baffin Bay; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 245-267.

Roblesky, R.F.
1979: Upper Silurian (late Ludlovian) to Upper Devonian (Frasnian?) stratigraphy and depositional history of the Vendom Fiord region, Ellesmere Island, Arctic Canada; unpublished M.Sc. thesis, Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, Calgary, Alberta, 230 p.

Sanford, B.V., Thomson, F.J., and McFall, G.H.
1985: Plate tectonics — a possible controlling mechanism in the development of hydrocarbon traps in southwestern Ontario; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 33, p. 52-71.

Smith, G.P. and Roblesky, R.F.
1984: The Inglefield Uplift: a new tectonic unit in the Canadian Arctic Islands; Canadian Society of Petroleum Geologists, National Convention, Program and Abstracts, p. 171-172.

Smithson, S.B., Brewer, J.A., Kaufman, S., and Oliver, J.
1979: Structure of the Laramide Wind River Uplift, Wyoming, from COCORP deep reflection data and from gravity data; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 5955-5972.

Smithson, S.B., Brewer, J.A., Kaufman, S., Oliver, J., and Hurich, C.
1978: Nature of the Wind River thrust, Wyoming, from COCORP deep reflection and gravity data; Geology, v. 6, p. 648-652.

Snelling, N.J.
1987: Measurement of geological time and the geological time scale; Modern Geology, v. 11, p. 365-374.

Soper, N.J. and Hutton, H.W.
1984: Late Caledonian sinistral displacements in Britain: implications for a three-plate collision model; Tectonics, v. 3, p. 781-794.

Stearns, D.W.
1971: Mechanism of drape folding in the Wyoming Province; in Twenty-Third Annual Field Conference Guidebook; Wyoming Geological Association, p. 125-143.

Stewart, W.D.
1987: Late Proterozoic to early Tertiary stratigraphy of Somerset Island and northern Boothia Peninsula, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Paper 83-26, 78 p.

Stewart, W.D. and Kerr, J.W.
1984: Geology of Somerset Island north, Somerset Island south, Boothia Peninsula north, and central Boothia Peninsula, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Maps 1595A, 1596A, 1597A, and 1598A.

Surlyk, F. and Hurst, J.M.
1984: The evolution of the early Paleozoic deep-water basin of North Greenland; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 131-154.

Taylor, F.C.
1981: Precambrian geology of the Canadian North Atlantic borderlands; in Geology of the North Atlantic Borderlands, J.W. Kerr and A.J. Ferguson (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 11-30.

Temple, P.G.
1965: Geology of Bathurst Island Group, District of Franklin, Northwest Territories; unpublished Ph.D. thesis, Princeton University, Princeton, New Jersey (University Microfilms 66-1, 332 Ann Arbor, Michigan), 186 p.

Texaco Canada Resources Ltd.
1983: Melville Island, Northwest Territories, Canada Line no. 7; in Seismic Expression of Structural Styles, a Picture and Work Atlas, A.W. Bally (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, Series 15, p. 3.4.1-73 to 3.4.1-78.

Thorsteinsson, R.
1972a: Geology, Cañon Fiord, District of Franklin, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Map 1308A.
1972b: Geology, Eureka Sound, District of Franklin, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Map 1300A.
1972c: Geology, Strathcona Fiord, District of Franklin, scale 1:250 000; GeologicalSurvey of Canada, Map 1307A.
1980: Part I. Contributions to stratigraphy (with contributions by T.T. Uyeno); in Stratigraphy and conodonts of Upper Silurian and Lower Devonian rocks in the environs of the Boothia Uplift, Canadian Arctic Archipelago, Geological Survey of Canada, Bulletin 282, p. 1-38.
1988: Geology of Cornwallis Island and neighbouring smaller islands, Canadian Arctic Archipelago, District of Franklin, Northwest Territories, scale 1: 250 000; Geological Survey of Canada, Map 1626A.

Thorsteinsson, R. and Kerr, J.W.
1972: Geology, Greeley Fiord East, District of Franklin, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Map 1348A.

Thorsteinsson, R., Kerr, J.W., and Tozer, E.T.
1972: Geology, Strathcona Fiord, District of Franklin, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Map 1307A.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1962: Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 330, 85 p.
1970:* Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 547-590.

Thorsteinsson, R. and Trettin, H.P.
1971: Geology, Tanquary Fiord, District of Franklin, scale 1:250 000; Geological Survey of Canada, Map 1306A.

Thorsteinsson, R. and Uyeno, T.
1980: Stratigraphy and conodonts of Upper Silurian and Lower Devonian rocks in the environs of the Boothia Uplift, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 292, 75 p.

Tozer, E.T.
1956: Geological reconnaissance, Prince Patrick, Eglinton, and western Melville Islands, Arctic Archipelago, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 55-5, 32 p.

Tozer, E.T. and Thorsteinsson, R.
1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 332, 242 p.

Trettin, H.P.
1978: Devonian stratigraphy, west-central Ellesmere Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 302, 119 p.
1981: Geology of Precambrian to Devonian rocks, M'Clintock Inlet area, District of Franklin (NTS 340E, H) — preliminary geological map and notes; Geological Survey of Canada, Open File 759, 26 p.
1982: Lower Paleozoic geology in parts of Greeley Fiord East, Greeley Fiord West and Cañon Fiord map-areas, District of Franklin (NTS 340A, B, 49H) — preliminary geological map and notes; Geological Survey of Canada, Open File 836, 7 p.
1987a: Investigations of Paleozoic geology, northern Axel Heiberg and northwestern Ellesmere islands; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 357-367.
1987b: Pre-Carboniferous geology, M'Clintock Inlet map-area, northern Ellesmere Island, interim report and map (340E, H); Geological Survey of Canada, Open File 1652, 210 p.

Trettin, H.P. and Balkwill, H.R.
1979: Contributions to the tectonic history of the Innuitian Province, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 748-769.

Trettin, H.P., De Laurier, L., Frisch, T.O., Law, L.K., Niblett, E.R., Sobczak, L.W., Weber, J.R., and Witham, K.
1972: The Innuitian Province; in Variations in Tectonic Styles in Canada, R.A. Price and R.J.W. Douglas (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 83-179.

Trettin, H.P. and Frisch, T.
1987: Bedrock geology, Yelverton Inlet map-area, northern Ellesmere Island, interim report and map (340F, 560D); Geological Survey of Canada, Open File 1651, 98 p.

Trettin, H.P. and Mayr, U.
1981: Preliminary geological map and notes, parts of Otto Fiord and Cape Stallworthy map-areas, District of Franklin (NTS 340C, 560D); Geological Survey of Canada, Open File 757, 10 p.

Trettin, H.P., Mayr, U., Embry, A.F., and Christie, R.L.
1982: Preliminary geological map and notes, part of Lady Franklin Bay map-area, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Open File 834, 31 p.

Trettin, H.P. and Parrish, R.
1987: Late Cretaceous bimodal magmatism, northern Ellesmere Island: isotopic age and origin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 257-265.

Trettin, H.P., Parrish, R., and Loveridge, W.D.
1987: U-Pb age determinations of Proterozoic to Devonian rocks from northern Ellesmere Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 246-256.

Walcott, R.I.
1970: An isostatic origin for basement uplifts; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 931-937.

Workum, R.H.
1965: Lower Paleozoic salt, Canadian Arctic Islands; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 13, p. 181-191.

Young, G.M.
1981: The Amundsen Embayment, Northwest Territories; relevance to the Upper Proterozoic evolution of North America; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 203-218.

Adresses des auteurs

T.A. Brent
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

F.G. Fox
Anciennement à la Panartic Oils Ltd.
Décédé le 13 février 1990

J.C. Harrison
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

A.V. Okulitch
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

J.J. Packard
Esso Resources Canada Limited
Box 2480, Station M
Calgary, Alberta
T2P 3M9

G.P. Smith
Shell Canada Ltd.
Box 100, Station M
Calgary, Alberta
T2P 2H5

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

PHASES DE DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME ET PLUTONISME ASSOCIÉS AU SILURIEN ET CARBONIFÈRE PRÉCOCE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

H.P. Trettin
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

A.I. Zolnai
36, Cedardale Mews SW
Calgary, Alberta
T2W 5G4

Imprimé au Canada

Chapitre 13

HISTOIRE CARBONIFÈRE ET PERMIENNE DU BASSIN DE SVERDRUP DE L'ARCHIPEL ARCTIQUE

Introduction

Développement tectonique du bassin de Sverdrup à la fin du Paléozoïque

Stratigraphie et lithofaciès

Monticules organiques et récifs

Références

Chapitre 13

HISTOIRE CARBONIFÈRE ET PERMIENNE DU BASSIN DE SVERDRUP DE L'ARCHIPEL ARCTIQUE

G.R. Davies et W.W. Nassichuk

INTRODUCTION

Des roches carbonatées et des évaporites du Paléozoïque supérieur auxquelles sont associées des couches rouges de base, des shales marins et une petite quantité de chert et de roches volcaniques basiques, constituent le remplissage initial du bassin de Sverdrup. Ces roches affleurent dans les falaises spectaculaires des fjords dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere et le nord de l'île Axel Heiberg, et sur un terrain moins accidenté dans le sud de l'île d'Ellesmere, le nord-ouest de l'île Devon et le nord des îles Melville, Cameron et Helena (fig. 13-1; pour les noms géographiques et la géologie régionale voir les figures 1 et 2 [en pochette]). Elles ont également été traversées, totalement ou en partie, par 35 puits d'exploration, dont la plupart sont situés dans le secteur ouest du bassin, dans les îles Melville et Cameron et entre ces dernières.

Les évaporites du Carbonifère accumulées au centre du bassin ont produit des diapirs à noyau de halite et d'autres masses intrusives linéaires qui sont en partie responsables du développement structural du bassin, de la déformation des strates du Mésozoïque et de l'accumulation d'hydrocarbures et du gaz naturel. Une ressemblance de cette partie du bassin avec la partie supérieure de la coupe du Paléozoïque au Svalbard et au Groenland septentrional donne une signification régionale à ces mêmes strates paléozoïques du bassin de Sverdrup en ce qui a trait à la tectonique et aux paléoclimats de la région arctique.

DÉVELOPPEMENT TECTONIQUE DU BASSIN DE SVERDRUP À LA FIN DU PALÉOZOÏQUE

Subsidence

L'orogenèse ellesmérienne (chapitres 10 et 12) s'est probablement étendue jusqu'au tout début du Carbonifère (Tournaisien), mais elle semble s'être terminée avant l'accumulation de la Formation d'Emma Fiord du Viséen. Cette formation est trop peu conservée pour donner un portrait fidèle des conditions tectoniques ayant immédiatement précédé la subsidence du bassin de Sverdrup, qui a commencé au Namurien et s'est poursuivie jusqu'au Crétacé tardif. Les structures formées durant la phase initiale de subsidence et les données de nature géophysique indiquant un amincissement de la croûte sous l'axe du bassin (Forsyth et al., 1979; chapitre 5B) montrent que la subsidence est attribuable à un épisode de distension dont la cause fondamentale demeure inconnue.

Le stade de distension au Carbonifère a créé l'architecture fondamentale du bassin. Du côté nord-ouest du bassin (fig. 13-1, 13-2), des zones de failles ont pris naissance sur le flanc d'un important «seuil» connu sous le nom de bordure de Sverdrup, qui sépare le bassin et l'océan Arctique (voir le chapitre 5B). La séquence du sommet du Paléozoïque et du Mésozoïque qui recouvre la bordure du bassin est plus mince que celle du dit bassin et comprend une proportion plus élevée de sédiments d'eau peu profonde et de discordances (Thorsteinsson et Tozer, 1960, 1970; Hobson, 1962; Meneley et al., 1975; Balkwill, 1978). Sur les flancs sud et sud-est du bassin, des structures en horsts et en grabens et des failles normales dont les compartiments affaissés se trouvent du côté du bassin, et qui sont en outre associées à des conglomérats et grès d'origine terrestre, caractérisent le stade de distension initial (fig. 13-3; et G. Varney, communication personnelle, 1984). Des forages et des études sismiques sur l'île Cameron ont révélé la présence de failles listriques synsédimentaires reliées à ces roches syntectoniques (F.G. Fox, communication personnelle, 1984). Dans la zone axiale du bassin, la subsidence a dû être supérieure à la sédimentation, puisque les données sédimentaires indiquent une progression d'un milieu non marin à un milieu d'eau profonde.

La subsidence a été plus lente au Permien, et son mécanisme est moins bien compris. Les données sismiques semblent indiquer qu'elle a opéré tant par flexure de la croûte que par formation lente de failles synsédimentaires (H.R. Balkwill, communication personnelle, 1985).

Déformation melvillienne

Thorsteinsson et Tozer (1970) ont donné le nom de «déformation melvillienne» à un épisode de plissement et de fracturation survenu entre la mise en place des strates du Carbonifère supérieur et de celles du Permien supérieur, lequel épisode a été observé à deux endroits en bordure du bassin de Sverdrup. Les effets de cette déformation sont bien exposés dans le nord-ouest de l'île Melville (Tozer et Thorsteinsson, 1964), où la Formation de Canyon Fiord du Carbonifère supérieur a été plissée en suivant la même direction ouest que les strates sous-jacentes discordantes du Dévonien et même plus anciennes. La formation sus-jacente de Troid Fiord du Permien supérieur (Guadalupien,

Davies, G.R. et Nassichuk, W.W.
1991: Histoire carbonifère et permienne du bassin de Sverdrup de l'archipel arctique; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 13, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

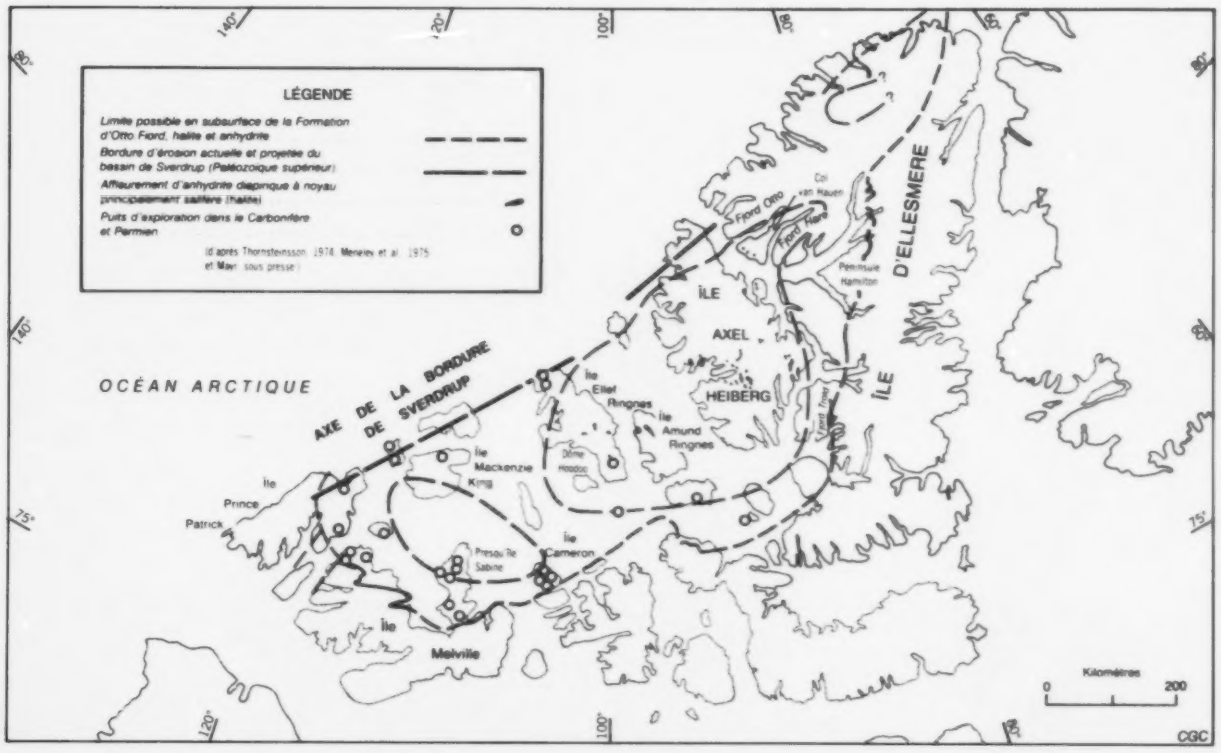


Figure 13-1. Bassin de Sverdrup, zone de sédimentation maximale d'évaporites, affleurements de diapirs et emplacements des puits recoupant la coupe carbonifère et permienne (d'après Thorsteinsson, 1974; Meneley et al., 1975 et Mayr, sous presse).

Wordien), qui est séparée de la Formation de Canyon Fiord par une discordance angulaire, n'est pas plissée à l'emplacement de l'île Melville. Les formations de Canyon Fiord et de Trold Fiord sont séparées par une discordance angulaire à l'extrémité amont du fjord Trold dans l'île d'Ellesmere, où les strates du Carbonifère supérieur ont été en contact de faille avec les calcaires ordoviciens avant la mise en place des roches du Permien supérieur (Thorsteinsson et Tozer, 1970).

La présence de plis au sein d'un régime régional de subsidence et la grande distance entre les deux seules régions connues comme ayant été touchées par cet événement ont posé un problème tectonique majeur. Des études ultérieures de la subsurface entreprises ailleurs dans le bassin, et des travaux récents faits sur le terrain dans l'île Melville, ont jeté un peu de lumière sur ces questions. Meneley et d'autres (1975), mettant à profit des données sismiques et de forages, ont démontré un amincissement considérable des dépôts du Carbonifère supérieur (Pennsylvanien) au-dessus des horsts de la bordure de Sverdrup sous les îles Brock et Ellef Ringnes (fig. 13-2). Ils en ont déduit un soulèvement et une érosion pendant le Carbonifère tardif et Permien précoce, mais les données peuvent également être interprétées comme indiquant la formation de failles synsédimentaires pendant la période de sédimentation des roches carbonatées de plate-forme du Carbonifère au Permien inférieur de la Formation de Nansen. Dans un cas comme dans l'autre, ces observations ont démontré les faits que voici: 1) les mouvements melvilliens ont été plus étendus que ne l'indiquent les affleurements en surface; et 2) ils sont compatibles avec le régime global de distension régionale présumé pour cet intervalle de temps. Meneley et d'autres (1975) ont également avancé que la bordure de Sverdrup a été marquée à cette époque par des grabens transversaux.

Les résultats d'études structurales plus détaillées menées dans le nord-ouest de l'île Melville par Harrison (Harrison et al., 1985) concordent avec ces conclusions et fournissent une hypothèse quant à l'origine possible de la distension et de la déformation. Ces études confirment la présence de larges plis légèrement déformés dans les roches carbonifères décrites par Tozer et Thorsteinsson, mais elles démontrent aussi que les charnières des plis s'observent à la terminaison des segments de failles. D'autres structures melvilliennes observées par Harrison sont des failles normales est-nord-est et des failles obliques de direction est et nord-est, dont certaines ont pu avoir un mouvement de décrochement dextre (voir ci-dessous). À l'endroit où la Formation de Canyon Fiord repose en discordance sur le shale de la Formation de Cape de Bray, la discordance est habituellement marquée par une faille normale à pendage modéré à faible qui est probablement listrique en profondeur. Harrison a conclu que le style de déformation des strates carbonifères dans l'île Melville est

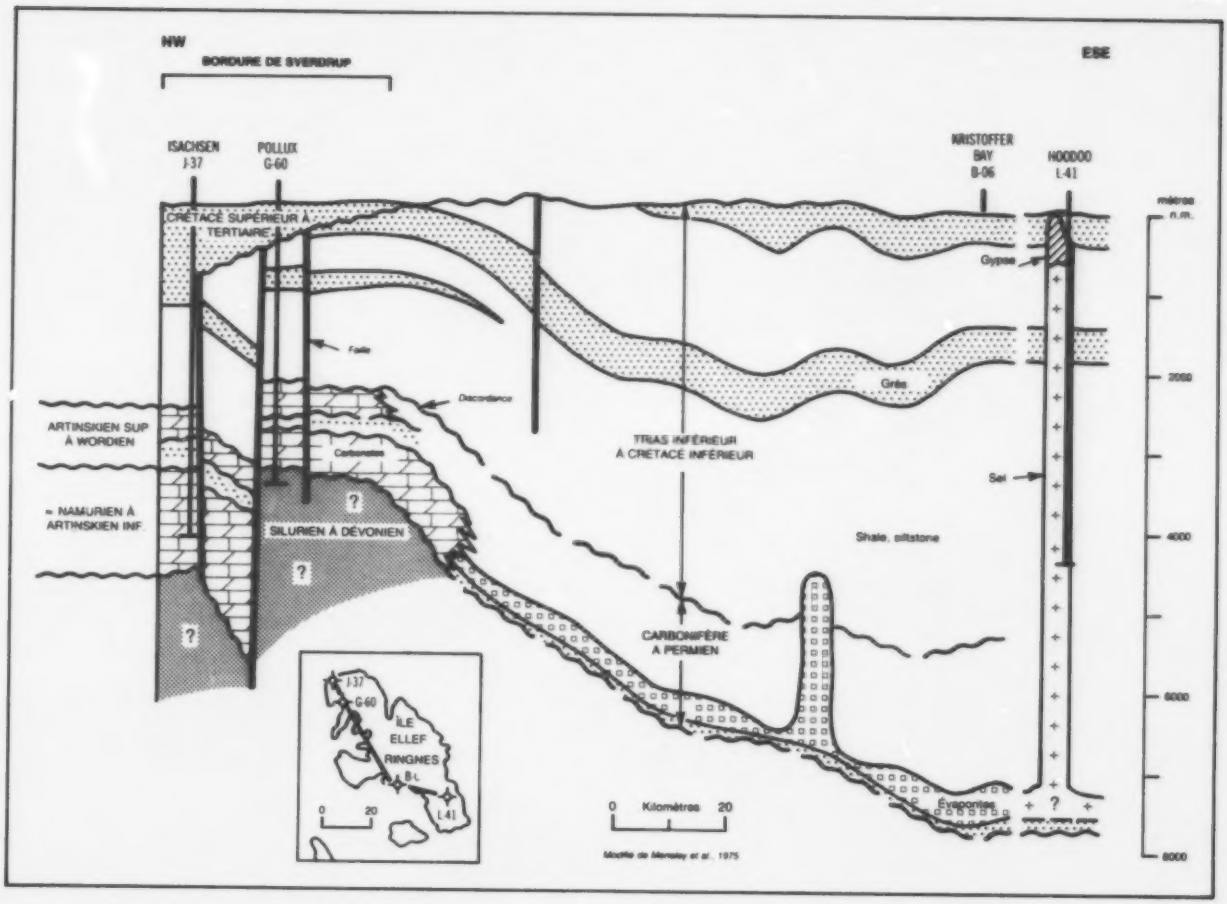


Figure 13-2. Coupe structurale schématique traversant le centre ouest du bassin de Sverdrup dans l'île Ellef Ringnes, illustrant la structure en horsts et grabens de la bordure de Sverdrup surmontée de roches carbonatées de plate-forme équivalantes à la Formation de Nansen, du faciès de halite d'Otto Fiord dans le centre du bassin et de diapirs de sel observés dans le puits Hoodoo L-41 (modifiée de Meneley et al., 1975).

représentatif d'une tectonique en horsts et grabens; les plis melvilliens étant le résultat d'une tectonique de revêtement où les strates de la couverture se moulent sur les blocs du socle du Paléozoïque inférieur, lesquels sont limités par des failles normales. La troncature de ces structures par l'érosion avant le Permien tardif expliquerait la discordance angulaire observée par endroits à la base de la Formation de Trold Fiord. Dans l'ensemble, l'assemblage tectonique melvillien ressemble étroitement à celui qui est associé à la création de bassins de «pull-apart» entre les familles de failles de décrochement dextre divergentes et convergentes (voir Crowell, 1974; Harrison, communication personnelle, 1985).

Une discordance régionale sépare les strates carbonifères et permiennes dans l'est de la Cordillère et le chaînon Brooks en Alaska (Nassichuk et Bamber, 1978); toutefois, des déformations comparables à la déformation melvillienne n'ont pas été reconnues dans ces régions.

Halocinèse

Des diapirs et d'autres structures intrusives à noyau salifère dans le bassin de Sverdrup sont des évaporites sédimentaires déplacées de la Formation d'Otto Fiord du Carbonifère (Mississippien supérieur à Pennsylvanien moyen) (Thorsteinsson, 1974; Davies, 1975b; Nassichuk et Davies, 1980). Les diapirs affleurant à la surface d'érosion actuelle forment des dômes concentriques spectaculaires d'anhydrite (englobant des blocs de calcaire, de dolomie et de gabbro) qui ont été conservés grâce au climat extrêmement aride de l'Arctique (fig. 13-4). La répartition actuelle des structures halocinétiques (formées par des mouvements du sel) dans le bassin (fig. 13-1) semble indiquer qu'il y a eu deux centres de sédimentation maximale ou sous-bassins d'évaporites, soit l'un dans le secteur sud-ouest du bassin, au nord de la presqu'île Sabine, dans l'île Melville (bassin de Barrow décrit par Meneley et al., 1975, ou segment Barrow de Balkwill, 1978), et un autre, plus

vaste, qui s'étend des îles Ringnes jusque dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere (bassin d'Axel Heiberg de Meneley et al., 1975, ou segment Axel Heiberg de Balkwill, 1978). Ces deux sous-bassins d'évaporites (fig. 13-1) ont apparemment été séparés par une «plate-forme du bassin central» sur laquelle se sont accumulés des sédiments carbonatés plus ou moins contemporains (Meneley et al., 1975).

Dans le sud du bassin, les structures halocinétiques vont des anticlinaux ovés non perçants près de la marge du bassin, à de petits massifs intrusifs circulaires et à de grands diapirs de sel près du centre du bassin (Balkwill, 1978). Dans le segment Ringnes-Heiberg, les structures halocinétiques comprennent de grands anticlinaux ovés, des «murs» perçants sinueux d'évaporites, et des masses linéaires d'évaporites dans les axes des anticlinaux fermés et le long des plans de faille, ainsi que de grands massifs intrusifs quasi-circulaires.

Certaines structures sont dues à la compression au cours de l'orogenèse eurékienne, mais la plupart résultent d'une montée de sel causée par la surcharge de sédiments venus les recouvrir tout au long du Mésozoïque (Balkwill, 1978; chapitres 14 et 17).

Le mouvement vertical d'un certain nombre des diapirs dans le bassin de Sverdrup pourrait atteindre 10 000 m. Le puits Hoodoo L-41 de la Panarctic Dome et al., qui a été foré au large de la marge à découvert du dôme Hoodoo dans le centre de l'île Ellef Ringnes (fig. 13-3), a pénétré à une profondeur de 337 m, 280 m d'anhydrite et de calcaire. À une plus grande profondeur, soit de 620 à 4280 m, le forage a rencontré une coupe fortement inclinée de la halite d'Otto Fiord, ce qui correspond à une épaisseur de 3 660 m d'halite diapirique dans le puits, et a confirmé la présence d'un noyau salifère dans ces structures diapiriques (Davies, 1975b).

Roches volcaniques et intrusives

Dans le bassin de Sverdrup, la phase volcanique la plus ancienne est représentée par la Formation d'Audhild de la péninsule Kleybolte, dans l'extrême nord-ouest de l'île d'Ellesmere (Thorsteinsson, 1974; et fig. 1 et 2, en pochette), et par un membre volcanique local dans la partie inférieure de la Formation de Borup Fiord, dans le nord de l'île Axel Heiberg (Trettin, 1988). La Formation d'Audhild repose stratigraphiquement entre les formations de Borup Fiord et de Nansen et date probablement du Namurien (fin du Carbonifère précoce). Elle est formée d'un maximum de 561 m de coulées spilitiques et basaltiques de couleur foncée et de quantités inférieures de roches pyroclastiques. Le membre volcanique de la Formation de Borup Fiord a environ 32 m d'épaisseur et se compose de coulées amygdaloïdes spilitisées, identifiées comme étant du basalte alcalin à partir des éléments en traces stables. Un calcaire situé environ 35 m au-dessus des roches volcaniques a donné des conodontes du début du Namurien (Arnsbergien). Le membre est soit corrélatif de la partie inférieure de la Formation d'Audhild, soit légèrement plus ancien.

Une deuxième phase de volcanisme du Paléozoïque tardif est représentée par la Formation d'Esayoo du Permien inférieur qui affleure dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere et le nord de l'île Axel Heiberg (Thorsteinsson, 1974). L'unité repose sur la Formation de Nansen et est recouverte variablement par les formations de Trold Fiord, de van Hauen ou de Degerböls. Elle atteint une épaisseur mesurée maximale de 297 m, et se compose de coulées volcaniques basaltiques et d'agglomérats foncés.

Des dykes et des filons-couches non métamorphisés abondent dans la séquence paléozoïque de l'archipel arctique, notamment dans le nord des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg. Il est raisonable de présumer qu'au moins quelques-uns d'entre eux remontent à la fin du Paléozoïque bien qu'un petit nombre de ceux qui ont été datés soient du Mésozoïque.

STRATIGRAPHIE ET LITHOFACIÈS

Le cadre stratigraphique régional pour la séquence du Carbonifère inférieur au Permien dans le bassin de Sverdrup (fig. 13-5) a été établi par Thorsteinsson (1974). La plus vieille formation sédimentaire dans le bassin de Sverdrup est la Formation d'Emma Fiord du Viséen, une unité de marne non marine qui est recouverte d'une unité de couches rouges conglomératiques du Carbonifère supérieur (Namurien), soit la Formation de Borup Fiord. Cette dernière est reliée ou mouvement de failles majeures et à une phase de distension de la croûte qui a mené à une transgression marine dans le bassin de Sverdrup. Les roches subséquentes du Carbonifère au Permien supérieur sont principalement de nature marine.

Lithofaciès viséen

La Formation d'Emma Fiord du Viséen affleure dans une zone à relief érosionel (post-ellesmérien) qui repose sur des roches de la partie inférieure du Paléozoïque sur la presqu'île Grinnell dans le nord-ouest de l'île Devon, dans le nord-est de l'île Axel Heiberg et dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere. La formation se compose de 300 m de marne («shale bitumineux»), de shale, de siltstone, de grès lenticulaire, de conglomérat fin et de filons houillers avec une certaine quantité de calcaires algaires et oolitiques non marins (lacustres) sur la presqu'île Grinnell (Davies et Nassichuk, 1988). Le «shale bitumineux» de la Formation d'Emma Fiord est caractérisé par une haute teneur en alginite dans la fraction liptinite (résidus houillifiés de plantes résineuses), qui constitue jusqu'à 95 % du total des matières organiques (Goodarzi et al., 1987). La Formation d'Emma Fiord est interprétée comme ayant été mise en place dans un environnement lacustre stratifié résultant d'une sédimentation par densité ou d'une précipitation chimique.

Du point de vue du paléoclimat, la Formation d'Emma Fiord témoigne de l'existence de saisons pluvieuses, contrairement au climat déduit pour la séquence carbonatée-évaporitique plus jeune du Carbonifère au Permien inférieur. Pour cette raison, et aussi parce que les conglomérats syntectoniques à grain grossier de la séquence de couches rouges des formations de Borup Fiord ou de Canyon Fiord recouvrent cette unité, la Formation d'Emma Fiord peut être considérée comme un précurseur de la séquence du bassin de Sverdrup, représentant une sédimentation périphérique et lacustre sur une surface ellesmérienne ondulée et érodée, laquelle sédimentation a eu lieu au début de l'importante phase de distension qui a créé le bassin de Sverdrup *sensu stricto*, ou avant.

À une échelle régionale plus vaste, le milieu, l'âge et la lithologie de la Formation d'Emma Fiord ressemblent

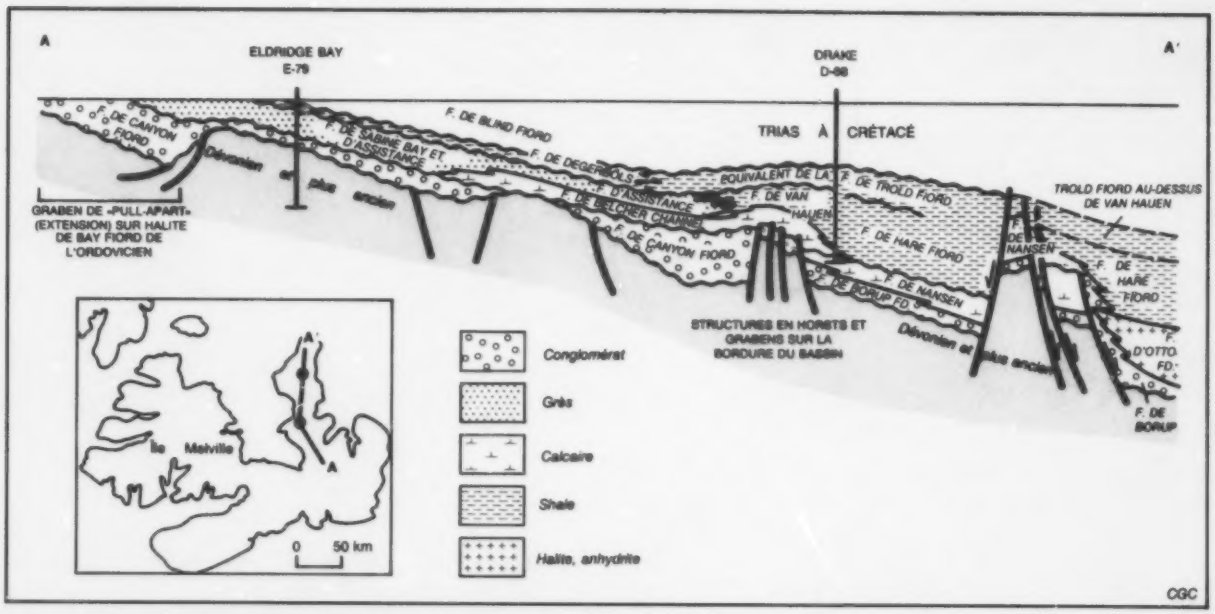


Figure 13-3. Coupe schématique sud-nord traversant la presqu'île Sabine, dans l'île Melville, qui illustre les structures en horsts et grabens résultant de «pull-apart» et qui forment la marge sud du bassin de Sverdrup où l'on trouve par endroits des conglomérats syntectoniques de la Formation de Canyon Fiord sous-jacents à des roches silicoclastiques et carbonatées plus récentes du Carbonifère et du Permien (modifiée de la Panarctic Oils Ltd., G. Varney, communication personnelle, 1985).

étroitement à ceux des roches houillères non marines du Groupe de Billefjorden de l'île Vestspitzbergen (Steel et Worsley, 1984). D'autres ressemblances stratigraphiques, fauniques et sédimentologiques à la Formation d'Emma Fiord (et aux conglomérats syntectoniques sus-jacents) se manifestent en URSS et dans le nord-est du Groenland, le nord de l'Alaska, le nord et le sud-est du Yukon, le nord-est de la Colombie-Britannique et le sud-ouest du District de Mackenzie (Nassichuk et Davies, 1980, p. 9). La composition et l'histoire sédimentaire de la formation se comparent étroitement à celles de la Formation d'Albert de la partie supérieure du Tournaisien au Nouveau-Brunswick, c'est-à-dire une unité de marne («shale bitumineux») lacustre.

Lithofaciès du Namurien à l'Artinskien

Thorsteinsson (1974) a reconnu que la séquence namurienne à artinskienne du bassin de Sverdrup pouvait être divisée en une série de cinq zones de faciès grossièrement parallèles à l'axe de sédimentation et structural du bassin. En se déplaçant vers l'ouest à partir du bord est du bassin, ces zones de faciès (fig. 13-5, 13-6) et unités stratigraphiques sont les suivantes:

1. **Zone marginale de roches clastiques:** il s'agit d'une zone étroite mais visible de conglomérats et de grès d'une séquence de couches rouges qui date du Pennsylvanien précoce (Bashkirien) au Permien précoce; elle est adjacente à la marge du bassin du centre ouest de l'île d'Ellesmere et fait partie de la Formation de Canyon Fiord. Ces roches sont des dépôts alluviaux syntectoniques résultant de l'érosion des escarpements de failles et des horsts actifs formés par la distension et le rifting du bassin de Sverdrup. Leur épaisseur est très variée en raison de leur origine syntectonique, mais elle est évaluée à environ 1 700 m près du fjord Cañon dans l'île d'Ellesmere. Les phénoclastes se composent de proportions diverses de roches carbonatées, de grès, de siltstone et de chert qui reflètent les variations lithologiques des roches mères précarbonifères.

2. **Zone marginale de roches clastiques et carbonatées:** il s'agit d'une zone de faciès située côté bassin de la zone marginale de roches clastiques et ailleurs le long de la marge du bassin; elle se distingue par le développement d'interstrates de calcaire entre les grès et conglomérats des séquences de couches rouges de la Formation de Canyon Fiord qui date principalement du Moscovien (Pennsylvanien moyen). Dans cette zone de faciès, la Formation de Canyon Fiord repose sous la Formation de Belcher Channel, une séquence de strates carbonatées et clastiques cycliques dont l'âge s'échelonne de la toute fin du Carbonifère (Pennsylvanien tardif) au Permien précoce (Artinskien). Cette unité atteint, en surface, son épaisseur maximale d'environ 580 m sur la péninsule Hamilton, dans l'île d'Ellesmere; en général, la fréquence et l'épaisseur des unités de calcaire augmentent vers le sommet de la formation et contiennent par endroits des monticules organiques (voir la section sur les monticules et récifs organiques).

À proximité des fjords Cañon et Tanquary dans le centre de l'île d'Ellesmere, les formations de Canyon Fiord et Belcher Channel se subdivisent en quatre formations. À cet endroit, la Formation de Canyon Fiord est recouverte successivement par la Formation d'Antoinette (calcaire),

Figure 13-4. Photographie aérienne verticale du dôme de Barrow au-dessus du centre nord de la presqu'île Sabine, dans l'île Melville. Le dôme mesure environ 6 km de diamètre et est composé d'anhydrite claire injectée d'une intrusion mafique concentrique de couleur foncée (flèches). Bien que l'halite n'affleure pas, des indices relevés dans le bassin de Sverdrup révèlent que le diapir comporte un noyau de sel. À noter le réseau hydrographique radial relié vers l'extérieur au réseau dendritique observé sur les roches encaissantes silicoclastiques du Mésozoïque. Photographie aérienne A16764-19.

principalement du Carbonifère supérieur, la Formation de Mount Bayley (anhydrite), du Permien inférieur (Asselien), et la Formation de Tanquary (calcaire), du Permien inférieur (Sakmarien) (fig. 13-7). Ces trois unités sont toutes des équivalents latéraux de la Formation de Belcher Channel et aussi de la partie supérieure de la Formation de Nansen de la zone de roches carbonatées du nord-ouest.

La Formation d'Antoinette se compose principalement de minces lits de calcaire gris avec une petite quantité de siltstone et de lits minces de gypse et anhydrite. Certains lits de calcaire contiennent de nombreux foraminifères fusulinidés. L'épaisseur mesurée maximale de cette unité, toujours dans la région de la péninsule Hamilton, est d'environ 810 m.

La Formation de Mount Bayley, qui recouvre la Formation d'Antoinette, a une étendue restreinte et se compose d'interstrates cycliques d'anhydrite, de siltstone et de calcaire silteux, entrecoupés par endroits par des filons-couches mafiques (fig. 13-7). Elle atteint une épaisseur mesurée maximale de 250 m sur la péninsule Hamilton.

La formation sus-jacente de Tanquary est caractérisée par des cycles multiples de siltstone, de grès et de

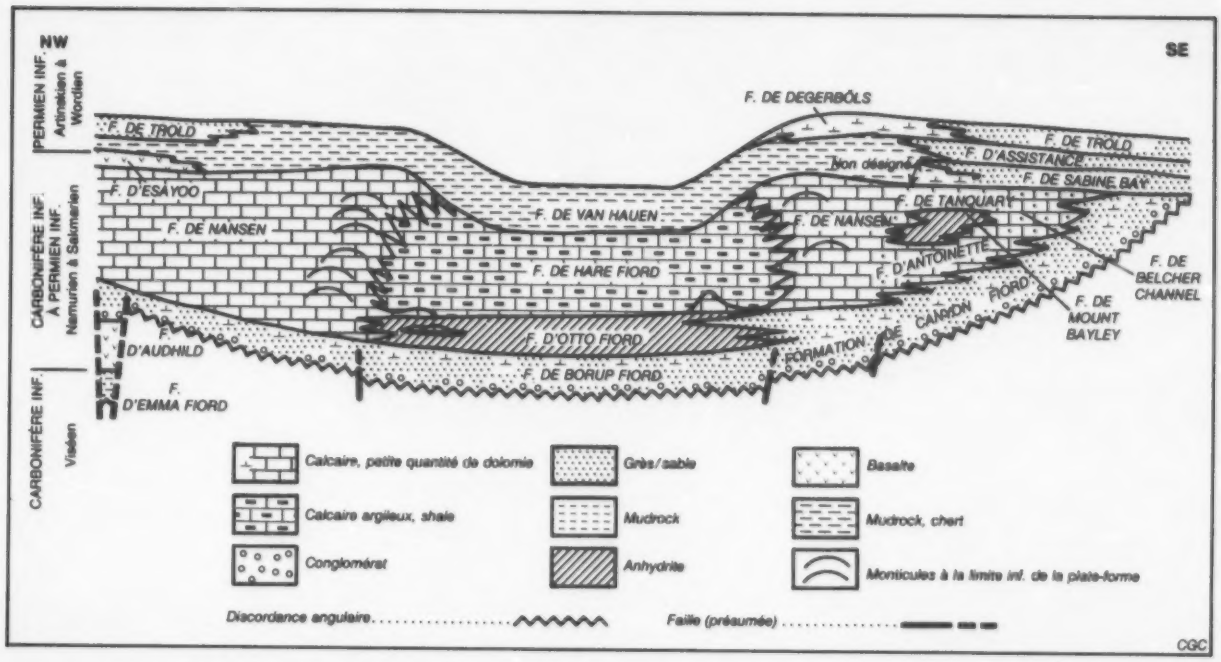


Figure 13-5. Coupe schématique illustrant les lithofaciès carbonifères et permiens du nord-est du bassin de Sverdrup, fondée sur des affleurements dans les îles d'Ellesmere et Axel Heiberg (modifiée de Thorsteinsson, 1974, et de Mayr, sous presse).

calcaire. Ces derniers sont riches en fusulinidés et en coraux solitaires. L'épaisseur mesurée maximale de cette unité atteint environ 835 m près du fjord Cañon.

3. **Zone de roches carbonatées du sud-est:** les strates de cette zone font partie de la Formation de Nansen qui date du Namurien à l'Artinskien et se compose principalement de roches carbonatées cycliques représentant des dépôts de nature épicontinentale et des constructions calcaires à la marge de la plate-forme. Dans sa définition originale de cette zone, Thorsteinsson (1974) l'a située à partir de la péninsule Bjorne vers le nord jusqu'au fjord Borup dans l'île d'Ellesmere, où elle se joint à la zone de roches carbonatées du nord-ouest (fig. 13-6). Cependant, Nassichuk (1975) a avancé que les roches de la partie sud de la zone près du fjord Blind, au nord de la péninsule Bjorne, pourraient faire partie de la Formation de Belcher Channel (qui repose sur la séquence de couches rouges de Canyon Fiord), ce qui signifie que dans cette région, la Formation de Belcher Channel passe progressivement vers le bassin à la formation d'eau plus profonde de Hare Fiord de la zone de roches clastiques et évaporitiques. En revanche, Beauchamp (communication personnelle, 1986) croit plutôt que la Formation de Belcher Channel passe vers le bassin à la Formation de Nansen au fjord Blind. La Formation de Nansen est décrite plus en détail dans la section intitulée «zone de roches carbonatées du nord-ouest».

4. **Zone de roches clastiques et évaporitiques du bassin:** cette zone de faciès délimite la région axiale de subsidence du rift ou de la fosse d'effondrement de Sverdrup. Elle est marquée par une séquence verticale de couches rouges conglomératiques marines et non marines de la formation namurienne de Borup Fiord, sur lesquelles reposent des couches cycliques de halite, d'anhydrite, de calcaires marins et une petite quantité de grès de la Formation d'Otto Fiord du Namurien (Mississippien supérieur) au Moscovien (Pennsylvanien moyen). La Formation d'Otto Fiord est sous-jacente à son tour aux shales et aux calcaires de la Formation de Hare Fiord qui s'étend du Moscovien au Permien inférieur (fig. 13-8). Sur le plan sédimentaire et lithologique, la Formation de Borup Fiord est semblable à la Formation de Canyon Fiord, qui est caractérisée par des couches rouges syntectoniques provenant de l'érosion d'escarpements de failles. Les phénoclastes, habituellement composés de quartzite, de mudstone ou de chert, ont une composition comparable à celle des roches de cette région trouvées dans la partie supérieure du Paléozoïque. La présence, à divers endroits dans le bassin de Sverdrup, de roches carbonatées épicontinentales (y compris des grainstones oolitiques) interstratifiées dans la partie supérieure de la séquence de couches rouges de Borup Fiord, marque le commencement de la première transgression marine d'importance dans le bassin. La Formation de Borup Fiord a une épaisseur mesurée maximale d'environ 395 m près du fond du fjord Hare, dans l'île d'Ellesmere.

La Formation d'Otto Fiord est l'unité évaporitique principale du centre du bassin de Sverdrup et fait partie du remplissage transgressif initial du rift en formation. Dans la région type au col van Hauen, dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, la Formation d'Otto Fiord date du Pennsylvanien précoce (Morrowien) au Pennsylvanien moyen et se compose de 410 m d'une séquence formée d'une

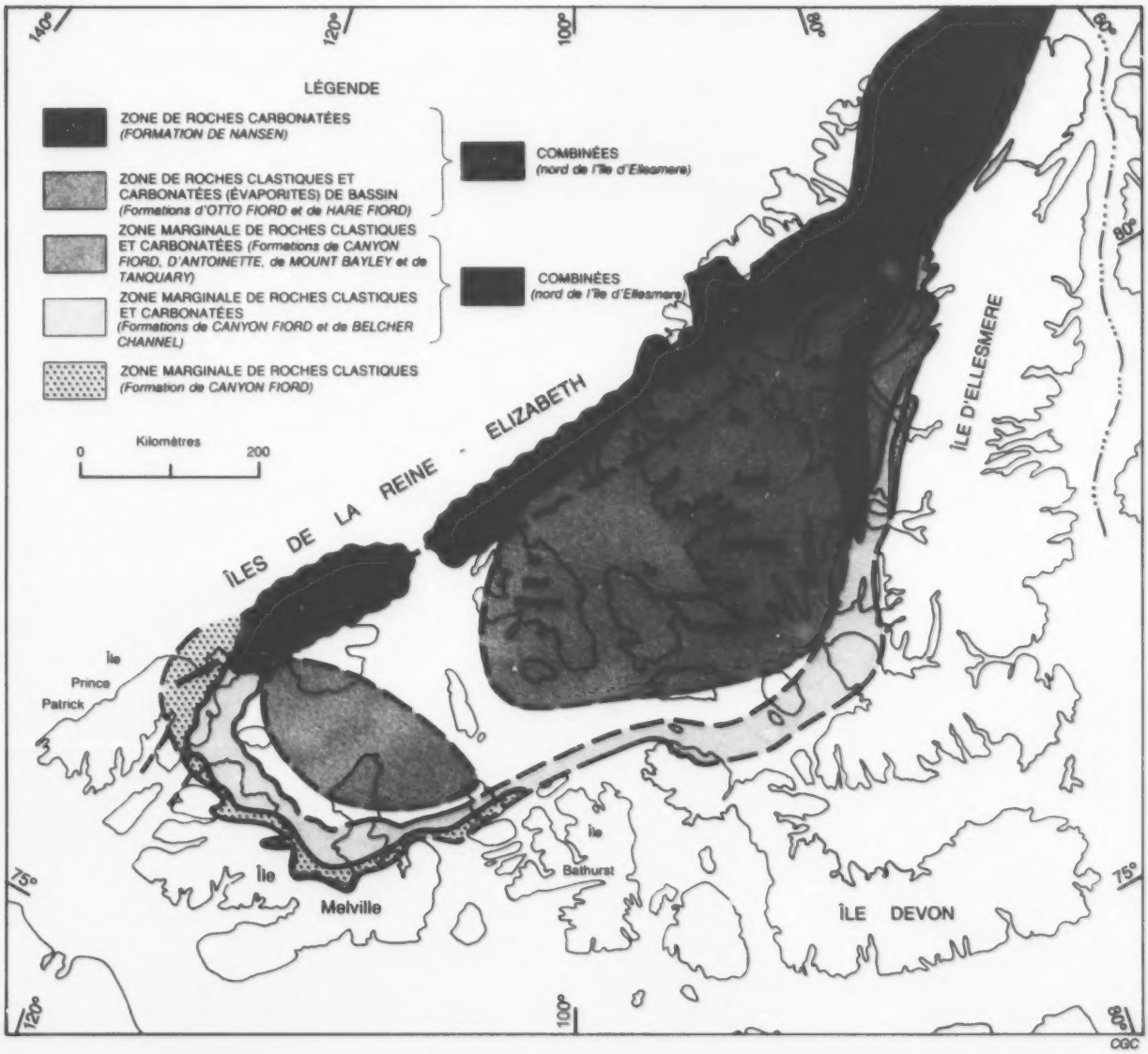


Figure 13-6. Lithofaciès généralisé du bassin de Sverdrup, du Namurien à l'Artinskien inférieur, fondé sur l'analyse des zones de faciès de Thorsteinsson (1974) dans la zone d'affleurement nord-est des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg, et sur des données de puits d'exploration (fig. 13-1) pour la coupe sud-ouest.

alternance rythmée de lits de calcaire marin et d'anhydrite litée (fig. 13-9); un horizon comprend une multitude de monticules organiques formés par des algues bérésellidées et kamaénidées dans un ciment marin pénétrant. Nassichuk (1975) a souligné que la base du stratotype est faillée et qu'ailleurs dans le bassin, des faunes du Mississippien tardif (Chestérien) se manifestent dans la partie inférieure de la Formation d'Otto Fiord.

Les évaporites de la Formation d'Otto Fiord sont interprétées comme étant d'origine subaquatique hypersaline, plutôt que du type sebkha, d'après divers critères, y compris leur position dans la zone axiale du bassin de Sverdrup, soit du côté donnant au large des calcaires épicontinentaux; la présence d'organismes marins dans des calcaires interstratifiés; le relief bathymétrique (jusqu'à plus de 300 m, voir ci-dessous) des calcaires marins interstratifiés; l'épaisseur des unités d'anhydrite (habituellement plus de 10m et jusqu'à 60 m); la conservation partielle d'un litage mince latéralement continu et d'une lamination parallèle; la conservation de pseudomorphes de gypse subaquatique; et l'absence d'indicateurs non marins (Davies et Nassichuk, 1975; Nassichuk et Davies, 1980). À l'est du stratotype dans l'île d'Ellesmere, les cycles calcaire-anhydrite d'Otto Fiord sont recouverts de grès épais ravinés à stratification

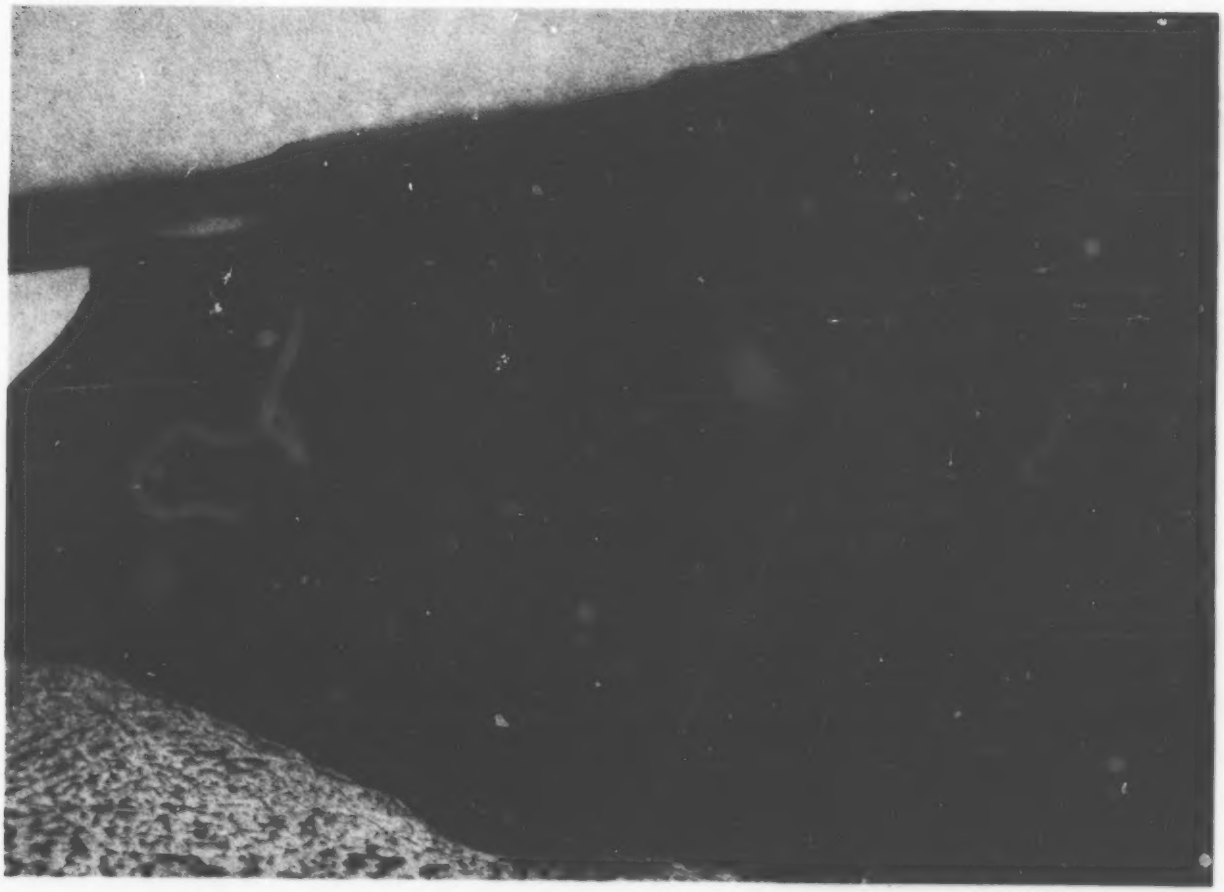


Figure 13-7. Localité type de la Formation de Mount Bayley (MB), de l'Asselien, sur le côté nord-ouest du fjord Greely (île d'Ellesmere) illustrant la division tripartite de la séquence de plate-forme avec, à la base, la Formation d'Antoinette (An) du Carbonifère supérieur, et, au sommet, la Formation de Tanquary Fiord (TF) du Sakmarien. La Formation de Mount Bayley se compose surtout d'anhydrite, de calcaire silteux et de siltstone interstratifiés et son épaisseur à cet endroit atteint environ 170 m. Les évaporites sont recoupées par plusieurs filons-couches mafiques de couleur foncée (flèches).

oblique (fig. 13-10), qui sont probablement des langues de sédiments deltaïques marins dérivés de la marge orientale du bassin, et contigus aux roches fluviatiles de la Formation de Canyon Fiord (Nassichuk et Davies, 1980, fig. 32).

La Formation d'Otto Fiord est recouverte de sédiments paléozoïques et mésozoïques plus jeunes dans le centre et le sud du bassin, où elle est la source de nombreuses structures diapiriques. On trouve de la halite sous la surface des régions axiales du bassin; elle s'est probablement accumulée dans les sous-bassins de Barrow et d'Axel Heiberg, qui pourraient être séparés l'un de l'autre par une plate-forme constituée principalement de roches carbonatées (fig. 13-1).

La Formation de Hare Fiord, lorsqu'elle est observée loin des zones de transitions abruptes de faciès avec la Formation de Nansen, est composée de calcaires cherteux, de chert, de siltstone et de shale disposés en lits parallèles dont l'épaisseur varie de mince à moyenne. Les composantes biotiques les plus communes sont des crinoïdes et des brachiopodes. Les coulées de débris et les turbidites calcaires sont fréquentes à proximité de la zone de passage à la Formation de Nansen (Davies, 1977c), mais bon nombre des lits à grain plus fin dans la Formation de Hare Fiord pourraient se composer de turbidites distales. En surface l'épaisseur mésurée maximale de la formation est de 1 250 m.

Dans les monts Blue du nord de l'île d'Ellesmere et à plusieurs autres endroits, de grands récifs calcaires construits par des bryozoaires fenestellidés dans un ciment marin sont trouvés à la base de la coupe de Hare Fiord (fig. 13-11). Ces récifs, désignés sous le nom informel de calcaire «Tellevak» (Bonham-Carter, 1966) remontent au début du Moscovien (Atokien) (voir aussi la section sur les monticules organiques et les récifs).

Le long du versant sud-ouest du fjord Otto, dans l'île d'Ellesmere, de grandes structures de troncature sont

Figure 13-8. Anhydrite et calcaire à stratification cyclique de la Formation d'Otto Fiord (OF) sur lesquels reposent des calcaires argileux et des shales de couleur sombre de la Formation de Hare Fiord (HF), sur le côté nord du fond du fjord Hare (île d'Ellesmere). À cet endroit, l'anhydrite d'Otto Fiord mesure 365 m d'épaisseur. La Formation de Hare Fiord, selon cet angle de prise de vue, est sous-jacente à des biseaux de calcaire de la Formation de Nansen (N).

conservées dans la Formation de Hare Fiord, dans des falaises abruptes et inaccessibles (Davies, 1977c). Elles sont interprétées comme étant de grandes structures listriques de glissement comblées de sédiments plus jeunes de la Formation de Hare Fiord. Ces structures résultent probablement de secousses telluriques causées par des tremblements de terre reliés à l'affaissement d'un compartiment de faille en bordure du bassin de Sverdrup.

5. **Zone de roches carbonatées du nord-ouest:** cette zone est représentée par la Formation de Nansen de la plate-forme continentale et de la limite inférieure de la plate-forme, qui s'échelonne du Namurien (Mississippien supérieur) à l'Artinskien (Permien inférieur) et qui affleure sur une grande étendue dans le nord des îles Axel Heiberg et d'Ellesmere (planche 13-1, fig. 13-12). Elle se prolonge également en subsurface le long de la bordure de Sverdrup (fig. 13-2), à travers toute la plate-forme centrale qui se situe vraisemblablement entre les deux centres de sédimentation maximale d'évaporites, et possiblement le long des flancs sud du bassin.

En général, la Formation de Nansen est composée de 2 370 m de roches carbonatées de plate-forme cycliques ou à stratification rythmique et vraisemblablement d'origine épicontinentale. Au milieu de la plate-forme, près de la transition aux évaporites du mont Bayley dans le centre de l'île d'Ellesmere, la Formation de Nansen pourrait être partiellement ou totalement dolomitisée (Nassichuk et Davies, 1980). Bon nombre des lits cycliques de la formation qui représente le centre de la plate-forme sont recouverts de grainstones oolitiques. Les roches de Nansen contiennent également une grande variété de crinoïdes, de brachiopodes, de bryozoaires, de fusulinidés et d'autres foraminifères, d'algues, de grains micritisés et d'autres fragments coquilliers et grains détritiques d'eau peu profonde.

À la limite inférieure de la plate-forme continentale de Nansen ou à proximité de cette limite, il existe parfois des monticules organiques lenticulaires (récifs), construits par des algues foliacées et par un organisme énigmatique (*Palaeoaplysina*; Davies et Nassichuk, 1973) et stabilisés

Figure 13-9. Alternance d'anhydrite et de calcaire de la Formation d'Otto Fiord (OF) sous-jacentes à des roches de bassin de couleur foncée de la Formation de Hare Fiord (HF), près du col van Hauen (île d'Ellesmere). À cet endroit, la coupe d'Otto Fiord a 410 m d'épaisseur. À noter les trois petits monticules algaires de bérésellidés (flèches) d'âge bashkirien, au niveau d'un horizon calcaire.

par des ciments marins synsédimentaires (voir la section sur les monticules organiques et les récifs). Des lits épais de sable oolitique et de grainstones grossiers à fusulinidés se manifestent également fréquemment à la limite inférieure de la plate-forme.

Le long de la face nord-ouest de la falaise du fjord Hare, dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, on peut voir des transitions de faciès spectaculaires entre les évaporites de la Formation d'Otto Fiord, les roches carbonatées de plate-forme de la Formation de Nansen et les roches de la Formation de Hare Fiord qui comblent le bassin (fig. 13-13). Toute la coupe du Carbonifère inférieur au Permien inférieur est complètement à découvert à certains endroits. Des langues de roches carbonatées de la Formation de Nansen, stabilisées par des ciments marins (conservant les paléopentes de plus de 35°), peuvent être retracées là où elles plongent et s'étalent sous la forme de fines coulées de débris et de turbidites calcaires interstratifiées au sein des shales de la Formation de Hare Fiord, ou, plus bas dans la coupe, entre les unités d'anhydrite de la partie supérieure de la Formation d'Otto Fiord (Davies, 1977a). Dans certaines de ces transitions fortement inclinées de la plate-forme de Nansen, le relief vertical depuis la surface supérieure originelle de la plate-forme jusqu'au paléofond marin, dépasse habituellement largement 300 m, et peut même être de 500 m ou plus. La chute du niveau marin pendant le maximum de la sédimentation évaporitique à l'époque de la Formation d'Otto Fiord aurait mis a découvert les bordures de roches carbonatées de la limite inférieure de la plate-forme continentale. En général, ces relations entre les faciès montrent que la sédimentation s'est produite au même moment sur les plates-formes carbonatées et le fond du bassin, au moins dans le cas des roches de la Formation d'Otto Fiord et de la partie inférieure de la Formation de Hare Fiord. Plus particulièrement, l'étude de la sédimentation semble indiquer un rapport de réciprocité (Wilson, 1967), avec alternance de périodes de sédimentation plus active sur la plate-forme continentale et de périodes de sédimentation plus active dans le bassin.

Lithofaciès de l'Artinskien au Wordien

Les principales zones de faciès du Namurien à l'Artinskien sont recouvertes d'une séquence de roches permiennes plus jeunes (fig. 13-5) qui ont été mises en place dans des mers plus largement transgressives et qui n'ont pas été limitées aux mêmes zones de faciès du Namurien à l'Artinskien (fig. 13-14). Ces sédiments plus jeunes sont dominés par des roches silicoclastiques, bien que les roches carbonatées et les cherts en constituent des éléments importants. Plusieurs des unités permiennes plus jeunes contiennent de la glauconite, du phosphate et des spicules de spongiaires caractéristiques de plates-formes à faible remplissage sédimentaire et à eau froide.

La plus ancienne de ces unités est la Formation de Sabine Bay, datant de l'Artinskien au Roadien. Elle affleure sporadiquement le long des marges sud et est du bassin, recouvre la Formation de Belcher Channel et est souvent limitée par des discordances érosionelles. Elle est d'origine

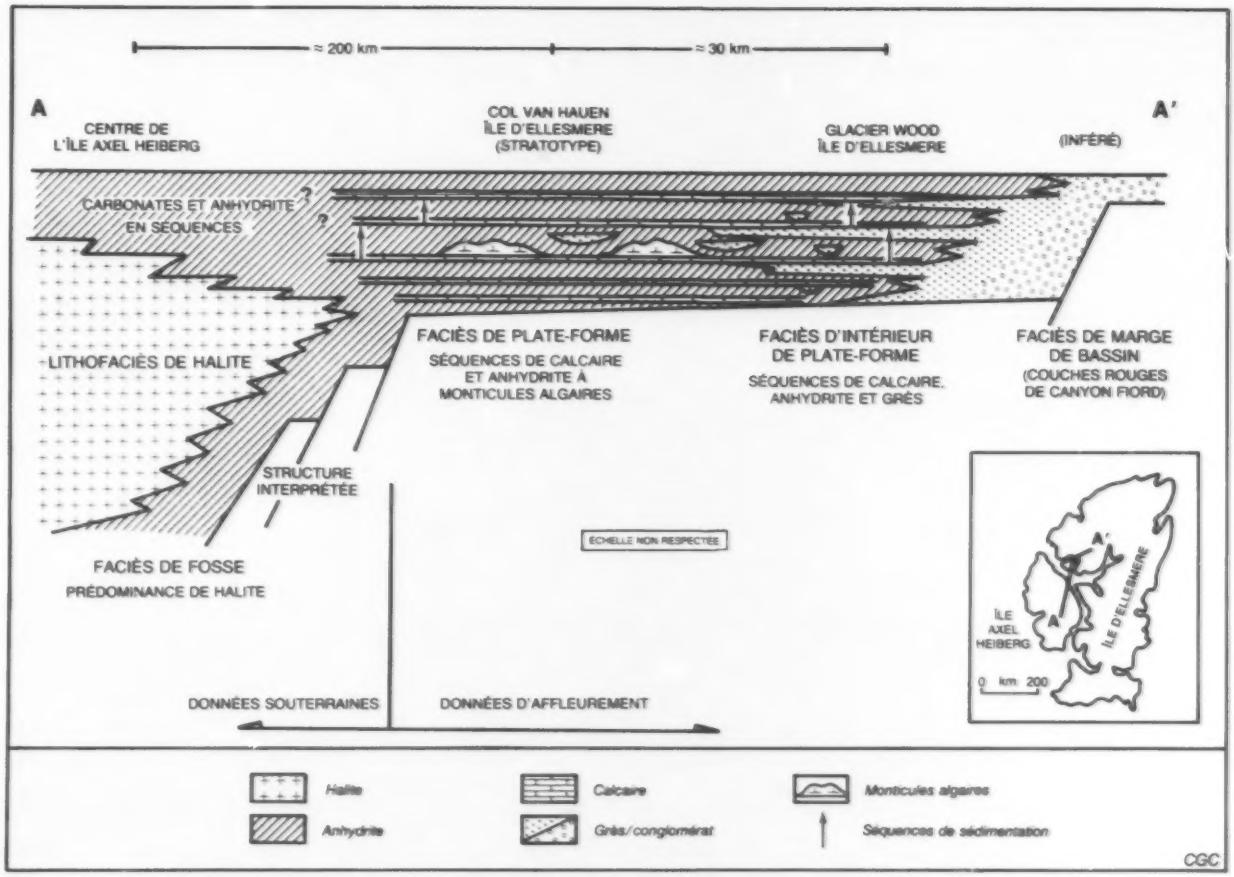


Figure 13-10. Coupe schématique des lithofaciès de la Formation d'Otto Fiord du Namurien au Moscovien dans les îles d'Ellesmere et Axel Heiberg (fondée sur des données tirées de Nassichuk et Davies, 1980).

fluvio-deltaïque à margino-marine, et se compose de grès quartzeux avec des interstrates de conglomérat et de charbon et des quantités moins importantes de calcaire. La section à découvert atteint une épaisseur maximale de 194 m sur la péninsule Hamilton, dans l'île d'Ellesmere, où la présence de brachiopodes, de bryozoaires et de crinoïdes, de même qu'une petite quantité de glauconite, témoignent de l'existence d'un milieu de sédimentation marin.

Le grès de la Formation de Sabine Bay est recouvert en concordance par la Formation d'Assistance de la partie supérieure du Permien inférieur (Roadien) et se compose habituellement de grès friable à meuble, souvent glauconieux, carboné et calcareux, avec des quantités variées de siltstone et de calcaire siliceux concrétionné. La Formation d'Assistance atteint une épaisseur maximale de 400 m dans le chaînon Sawtooth, au centre de l'île d'Ellesmere. Des lits minces de conglomérat à cailloux de chert se manifestent fréquemment à la base de l'unité et plus haut. Des brachiopodes et des bryozoaires sont abondants à tous les endroits où affleure la formation, tandis que des restes d'ammonoïdés et de requins (élasmobranches) ont également été recueillis à quelques endroits sur les îles Devon, Melville et d'Ellesmere (Nassichuk, 1970; Nassichuk et Spinosa, 1970). Des ichnofossiles, notamment *Physonemas*, *Spirophyton* et *Zoophycos*, sont caractéristiques des faciès plus argileux où on les trouve sur les plans de stratification.

La Formation d'Assistance passe, vers le bassin, à une formation équivalente d'eau profonde, la Formation de van Hauen, qui est composée principalement de shale foncé, de siltstone et de chert à spicules (fig. 13-15), et qui est bornée par des discordances érosionnelles régionales. À l'exception de spicules de spongiaires et de quelques brachiopodes dispersés, les fossiles sont extrêmement rares dans la Formation de van Hauen, mais Nassichuk (1975) y a reconnu quelques espèces importantes d'ammonoïdés, notamment *Daubichites fortieri* (Harker) et *Sverdrupites harkeri Ruzhencev*, qui ont également été reconnues dans la Formation d'Assistance. Thorsteinsson (1974) a identifié deux membres informels dans la Formation de van Hauen, une unité inférieure régressive constituée principalement de shale et de siltstone interstratifiés, et un membre supérieur de chert et de siltstone dans lequel le chert est riche en spicules de spongiaires. La formation,

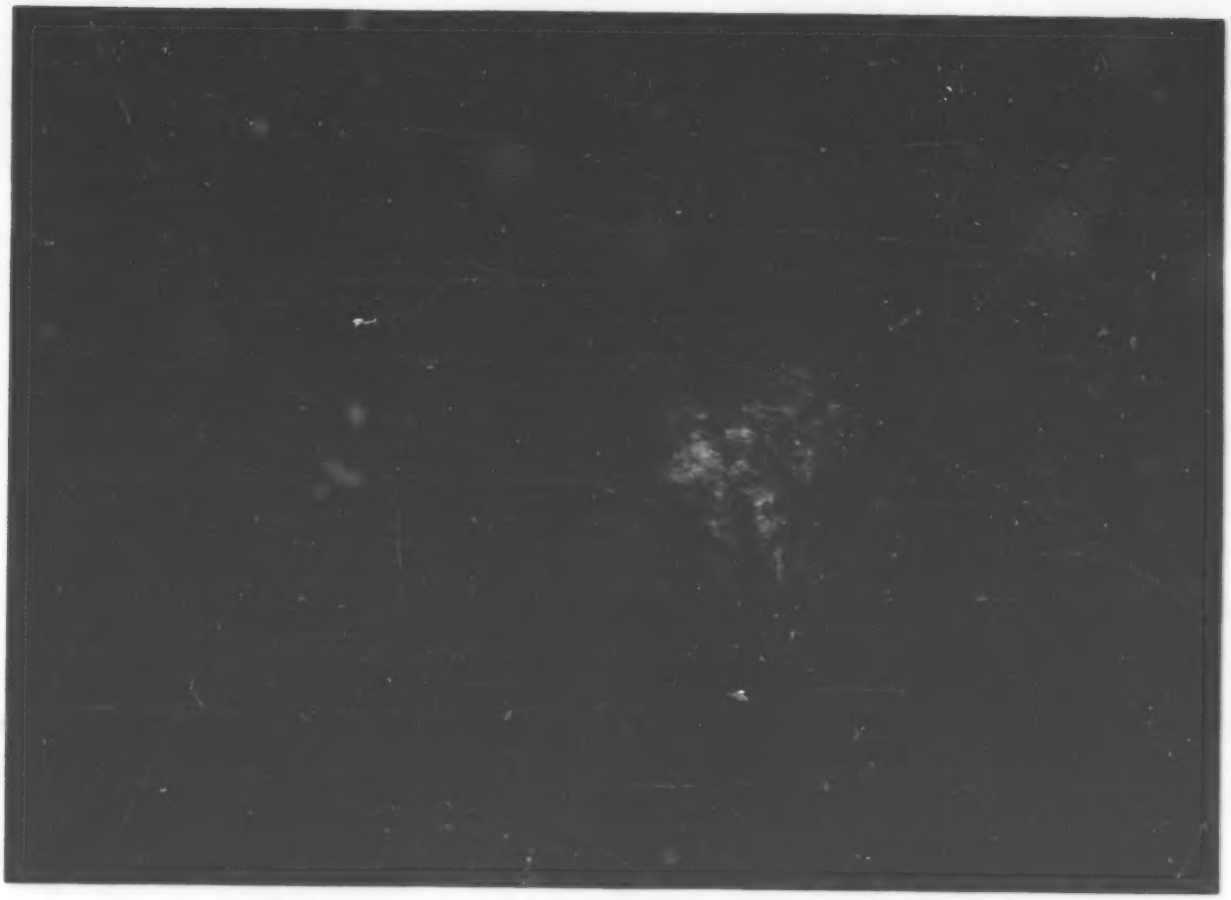


Figure 13-11. Photographie aérienne oblique d'un monticule à bryozoaires du Moscovien (flèches) contenu dans des shales, des siltstones et des calcaires argileux bien stratifiés de la Formation de Hare Fiord qui le recouvrent, au ruisseau Stepanow, du côté ouest du fjord Hare (île d'Ellesmere). Le monticule repose sur des évaporites de la Formation d'Otto Fiord, projetées depuis une coupe voisine. Il est constitué de bryozoaires fenestellidés à ciment marin abondant et à fabrique «stromatactoïde»; il est identique aux monticules de type «waulsortien» que l'on retrouve dans les monts Blue de l'île d'Ellesmere (fig.13-17A).

aux endroits où elle affleure, a une épaisseur maximale de 690 m près du fjord Blind, dans l'île d'Ellesmere.

Dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere et le nord de l'île Melville, une formation innommée, composée en partie de calcaire bioclastique, a été reconnue initialement par Nassichuk (1975) et Nassichuk et Wilde (1977); sa stratigraphie a été affinée grâce aux travaux récents menés sur le terrain par B. Beauchamp (communication personnelle, 1985). L'unité innommée, que Thornsteinsson (1974) a inclus pour plus de commodité dans la Formation d'Assistance, date surtout de l'Artinskien, mais quelques strates près du sommet de l'unité, y compris les strates au cap Great Bear que Thorsteinsson (1974) a rapportées à la Formation de Degerböls, pourraient dater de la toute fin du Permien précoce (Roadien), ou même d'une époque plus récente. «L'unité A» décrite par Nassichuk (1965), qui recouvre directement la Formation d'Assistance sur la presqu'île Sabine, est également équivalente à la partie supérieure de la formation innommée. Cette dernière recouvre le sommet de la Formation de Belcher Channel. À proximité du fjord Blind dans l'île d'Ellesmere, elle est sous-jacente à la partie supérieure de la Formation de van Hauen, et passe latéralement à la partie inférieure de cette formation (fig. 13-16). Ce rapport indique que le cycle de roches carbonatées de séquences régressives que représente la formation innommée marque la limite inférieure d'une séquence de plate-forme de roches carbonatées qui passe latéralement et en direction du bassin aux shales et cherts plus minces de la partie inférieure de la Formation de van Hauen.

Les formations permiennes les plus jeunes du bassin de Sverdrup sont la Formation de Trold Fiord qui correspond à la partie inférieure du Permien supérieur (Wordien) et la Formation de Degerböls (fig. 13-15). La Formation de Trold Fiord se compose de grès glauconieux et de siltstone avec une certaine proportion de shale et de conglomérat à

Planche 13-1. Vue oblique aérienne de la partie inférieure de la localité type de la Formation de Nansen au ruisseau Girty (flèche), sur le côté nord du fond du fjord Hare dans l'île d'Ellesmere. Des conglomérats rouges ainsi que des roches silicoclastiques et des calcaires à granulométrie plus fine de la Formation de Borup Fiord (BF) reposent en discordance angulaire sur la Formation de Grant Land (GL) du Cambrien inférieur à la base de la coupe (flèche); ces roches sont sous-jacentes à des roches carbonatées lenticulaires (récifales?) de la partie inférieure de la Formation de Nansen (LN). La coupe altérée au-dessus des roches carbonatées représente une lentille d'évaporites d'Otto Fiord et des calcaires et des shales cherteux de Hare Fiord (OH). Sur cette coupe reposent des calcaires massifs de la partie supérieure de la Formation de Nansen (uN) formant une falaise.

cailloux de chert, et une petite quantité de calcaire. De grands bryozoaires branchus et des brachiopodes abondent dans certaines unités (Thorsteinsson, 1974), les crinoïdes et les foraminifères benthiques étant plus rares. Dans l'île d'Ellesmere, des grès de grain très fin à fin de la Formation de Trold Fiord contiennent jusqu'à 35 % de péloïdes glauconieux; bon nombre de ces derniers sont partiellement à complètement remplacés par des oxydes de fer, qui donnent aux surfaces altérées de la formation leur couleur rouge caractéristique. La formation contient aussi des unités de spiculite composées de spicules d'éponges monoaxiales qui ont été remplacées, remplies et cimentées par de la silice calcédonique; ces unités représentent probablement des interdigitations transitionnelles de faciès de type Degerböls. La Formation de Trold Fiord affleure dans les régions est et sud du bassin, où elle recouvre des roches plus anciennes du Permien, du Carbonifère et, à certains endroits, de la partie inférieure du Paléozoïque de la zone mobile franklinienne; elle est donc répartie de façon nettement transgressive. La Formation de Trold Fiord a une épaisseur maximale d'environ 315 m dans le chaînon Sawtooth, dans l'île d'Ellesmere. La Formation de Degerböls est l'équivalent de bassin de la Formation de Trold Fiord, et se caractérise par des calcaires squelettiques composés de brachiopodes, de bryozoaires et de crinoïdes. Des variantes lithologiques comprennent du chert spiculitique gris bleu et du calcaire cherteux. L'unité a une épaisseur mesurée maximale d'environ 300 m dans les monts Krieger, dans le nord de l'île d'Ellesmere.

Figure 13-12. Affleurement de roches des formations d'Otto Fiord (OF), de Hare Fiord (HF) et de Nansen (N) longeant la côte nord du fond du fjord Hare (île d'Ellesmere), le glacier Hare se trouvant à l'avant-plan. La longueur de l'affleurement au contact glaciaire est d'environ 3 km. À noter la stratification abrupte dans le calcaire de Nansen (flèches) qui marque le pendage original cimenté de la sédimentation des roches carbonatées de plate-forme qui ont progressé en direction des roches du bassin de Hare Fiord qu'elles ont même recouvertes.

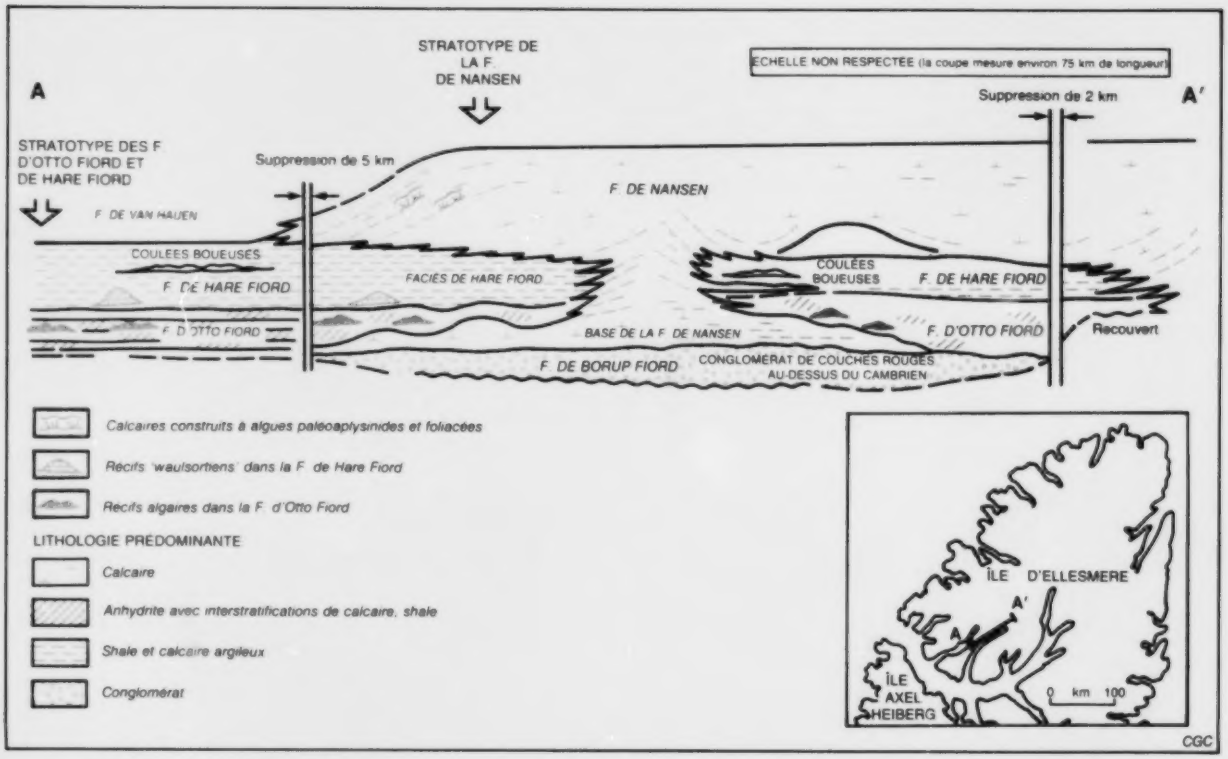


Figure 13-13. Reconstitution schématique des relations de faciès entre les formations de Borup Fiord, d'Otto Fiord, de Hare Fiord et de Nansen le long de la face nord de la falaise du fjord Hare (île d'Ellesmere). Le croquis se fonde sur des photographies aériennes verticales, sur des photographies et des observations de terrain mais il a été réduit afin d'insérer toutes les modifications importantes de faciès à l'intérieur d'une coupe de 60 km.

Faciès de subsurface dans le sud-ouest du bassin de Sverdrup

Environ 35 des quelque 170 puits d'exploration qui ont été forés dans le bassin de Sverdrup (fig. 13-1) ont pénétré des roches carbonifères ou permiennes, ou les deux. La plupart des puits ont été forés dans les île Melville et Cameron et les îles adjacentes dans le sud-ouest du bassin de Sverdrup, mais plusieurs ont été forés dans les passages entre ces îles à partir «d'îles de glace artificielles».

À l'heure actuelle, la terminologie stratigraphique établie par Thorsteinsson (1974) pour les affleurements dans les secteurs nord et est du bassin de Sverdrup est appliquée à la subsurface presque sans modification. Dans le présent sommaire, l'identification des formations et leurs épaisseurs sont provisoires et les épaisseurs mésurées en subsurface n'ont pas été corrigées en fonction de la déviation du trou de sonde.

Puisque bon nombre des puits se situent le long de la marge sud du bassin, la coupe de la partie supérieure du Paléozoïque rencontrée dans les puits favorise la séquence silicoclastique permienne plus récente (du sommet de l'Artinskien au Wordien) et la séquence de couches rouges syntectoniques de Canyon Fiord. Cette dernière reflète l'érosion des escarpements de failles actives qui délimitent la marge structurale du bassin de Sverdrup (fig. 13-3). Dans ce milieu tectonique de marge de bassin, la Formation de Canyon Fiord a une épaisseur très variable; dans l'île Cameron, par exemple, dans les puits très rapprochés forés aux environs du champ de Bent Horn, l'épaisseur de la séquence de couches rouges de Canyon Fiord varie de moins de 30 m à environ 2 000 m sur une distance de moins de 1km. Dans d'autres puits le long de la marge sud du bassin, l'épaisseur de la Formation de Canyon Fiord varie habituellement de 600 à 1 000 m.

D'autres puits forés dans les îles Prince Patrick, Brock, Mackenzie King et Ellef Ringnes, parallèlement à la direction de la bordure de Sverdrup, ont rencontré une coupe stratigraphique carbonifère à permienne plus complète mais atténuée. Dans ce cadre structural, des horsts soulevés formant la bordure sont recouverts de quelque 500 à 600 m de calcaires de plate-forme de la Formation de Nansen (fig. 13-2); il s'agit là d'une épaisseur beaucoup plus mince que l'épaisseur la plus considérable de la Formation de Nansen, soit 2 370 m, qui a été mesurée dans des affleurements dans les îles d'Ellesmere et Axel Heiberg.

Puisque tous les puits forés dans les parties centrales du bassin, à proximité de l'île Melville et des îles adjacentes, n'étaient que des puits d'exploration peu profonds, aucun d'entre eux n'a rencontré les évaporites carbonifères

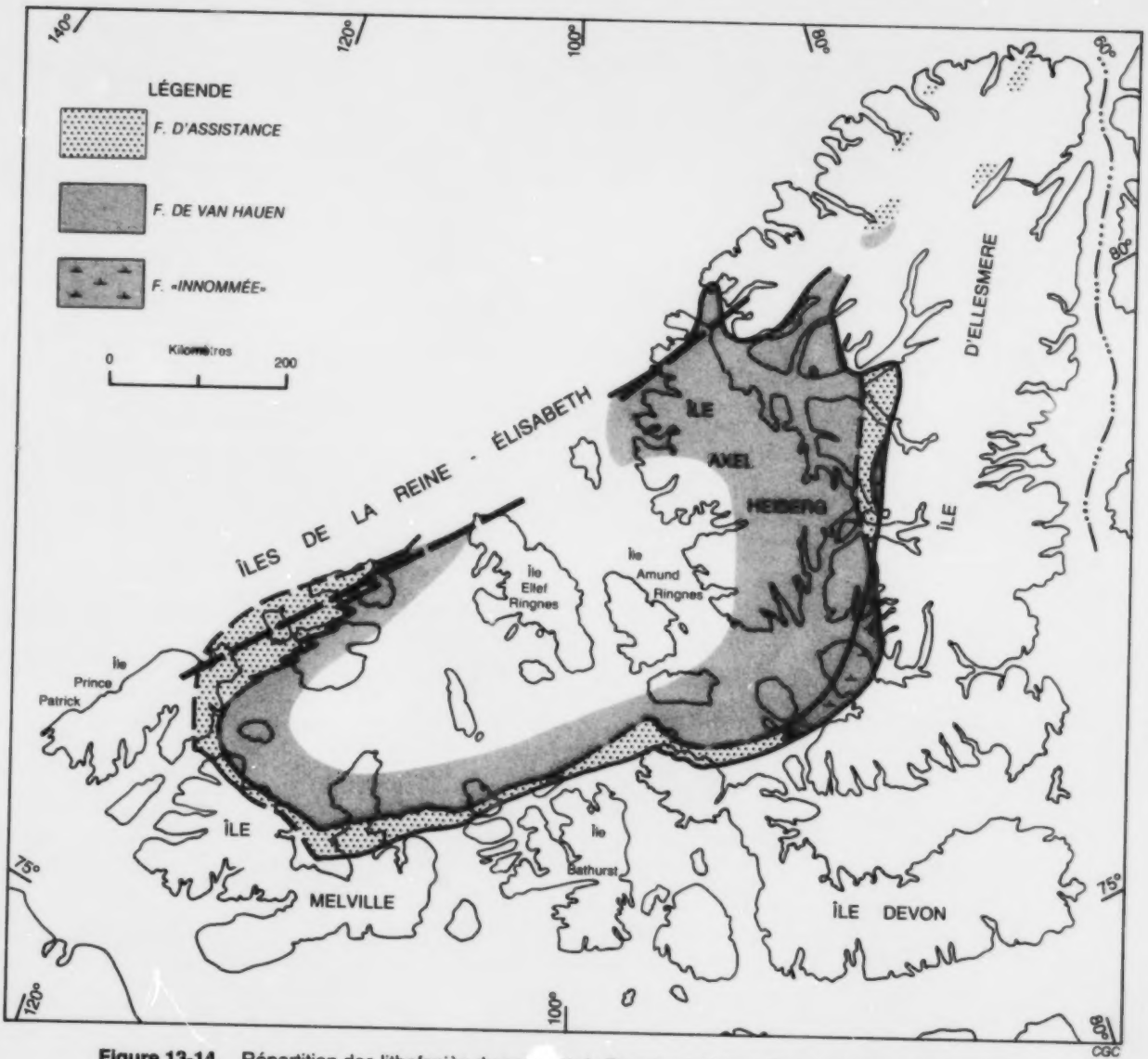


Figure 13-14. Répartition des lithofaciès du sommet du Permien inférieur (Roadien) (formations d'Assistance et de van Hauen) dans le bassin de Sverdrup, fondée sur des données d'affleurements tirées de Thorsteinsson (1974) et de Mayr (sous presse); les données de subsurface proviennent de puits d'exploration forés dans le secteur sud-ouest. La figure illustre également, dans la zone située entre la péninsule Bjorne et le fjord Trold (île d'Ellesmere), la répartition d'une «formation innommée» partiellement équivalente, chronologiquement, aux formations d'Assistance et de van Hauen mais comportant également des strates de roches clastiques et carbonatées remontant à la fin du Saskmarien ou au début de l'Artinskien. La ligne tiretée grasse délimite l'axe de la bordure de Sverdrup.

de la Formation d'Otto Fiord de la zone de roches clastiques et évaporitiques de bassin. Tel que mentionné auparavant, cependant, le puits Hoodoo L-41 foré au large du flanc du diapir Hoodoo dans le sud de l'île Ellef Ringnes, a pénétré 3 944 m de halite et d'anhydrite intrusives de la Formation d'Otto Fiord, et il se trouvait encore dans de la halite lorsqu'il a été abandonné (fig. 13-2).

Le contraste le plus important dans l'épaisseur des unités stratigraphiques dans les zones d'affleurements des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg au nord-est, et dans la subsurface du sud et de l'ouest du bassin de Sverdrup, se présente dans la séquence qui s'étend de la partie supérieure de l'Artinskien au Wordien. Ces unités sont les suivantes, de la plus jeune en descendant:

Figure 13-15. Grès de la Formation d'Assistance (A) du Roadien, sous-jacents à des séquences de shales, siltstones et calcaires interstratifiés de la Formation de Trold Fiord (TF) du Permien supérieur (Wordien) dans le chaînon Sawtooth, près du lac Notch (île d'Ellesmere). Dans tout le bassin de Sverdrup, la coupe s'étendant du sommet de l'Artinskien au Wordien est surtout formée de roches silicoclastiques tandis que la séquence du Namurien au début de l'Artinskien contient surtout des roches carbonatées.

1. La Formation de Degerböls, reconnue dans sept puits le long de la marge sud et de la bordure de Sverdrup, a une épaisseur allant de 360 m à 1 200 m sous l'île Brock, soit environ quatre fois l'épaisseur maximale de 300 m mesurée dans la zone d'affleurements nord-est.

2. La Formation de Trold Fiord, rencontrée dans 23 puits, a une épaisseur qui dépasse normalement 200 m; elle atteint une épaisseur maximale d'environ 800 m dans la subsurface de l'île Emerald, et une épaisseur légèrement supérieure à 600 m dans le centre de la presqu'île Sabine, dans l'île Melville, et le nord de l'île Prince Patrick.

3. La Formation de van Hauen, rencontrée dans au moins 11 puits, a une épaisseur qui varie énormément de moins de 100 m à environ 890 m dans le puits Cornwall 0-30 de la Panarctic et al., dans l'île Cornwall, près de l'axe du bassin de Sverdrup, et à environ 1 200 m à proximité du champ de Bent Horn, dans l'île Cameron. Cette dernière épaisseur est environ deux fois l'épaisseur, de la formation de van Hauen mesurée aux endroits où elle affleure dans les îles d'Ellesmere et Axel Heiberg.

4. La Formation d'Assistance, rencontrée dans neuf des puits méridionaux et occidentaux, a généralement moins de 200 m d'épaisseur.

5. La Formation de Sabine Bay n'est reconnue que dans environ trois puits dans le sud et l'ouest du bassin de Sverdrup, et dans deux des puits de l'extrémité sud de la presqu'île Sabine dans l'île Melville. La formation a 70 à 80 m d'épaisseur à ces endroits.

Dans un certain nombre de puits forés dans le sud et l'ouest du bassin de Sverdrup, la séquence de l'Artinskien au Wordien est représentée surtout par des shales ou des siltstones fins très argileux qui ne sont pas facilement mis en corrélation avec les unités stratigraphiques établies dans des coupes à découvert. Les auteurs de cet ouvrage n'ont pas essayé de donner de nouveaux noms de formation à ces coupes mesurées en subsurface; ils les ont plutôt

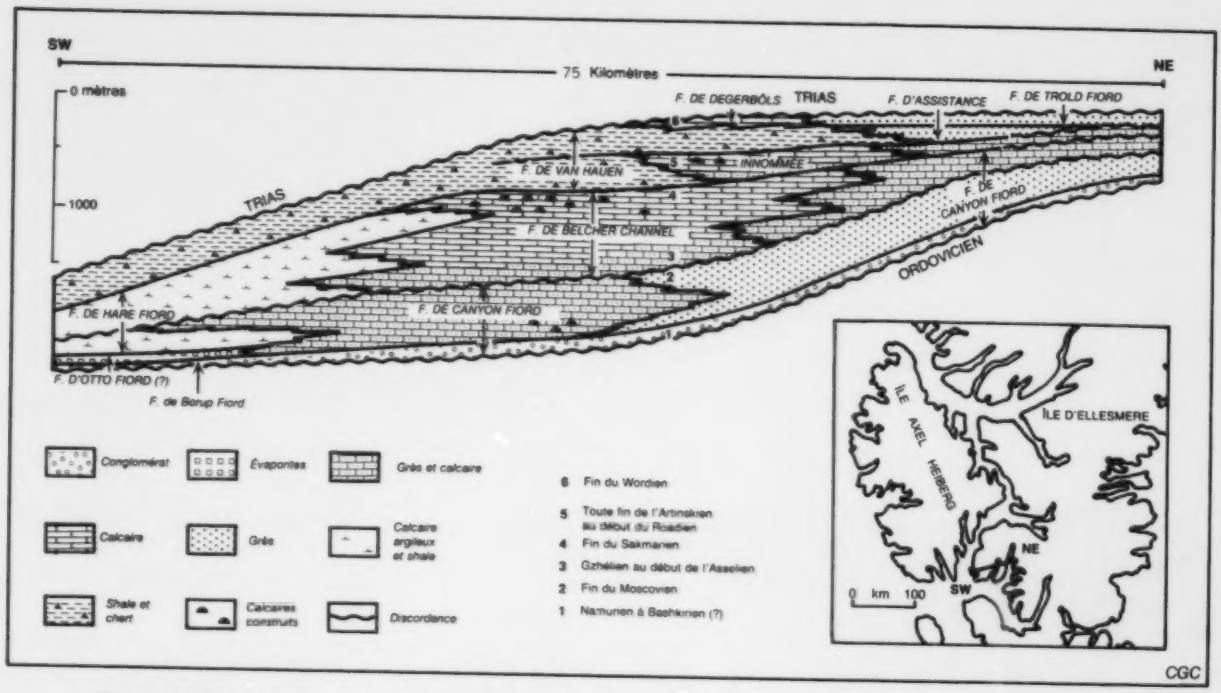


Figure 13-16. Coupe schématique des faciès de la zone marginale de roches clastiques et carbonatées du Carbonifère-Permien, dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere, montrant la complexité des relations qui existent entre les faciès de roches silicoclastiques et carbonatées, les multiples discordances, la position de l'unité «innommée» et la présence de monticules de roches carbonatées à trois horizons stratigraphiques différents (B. Beauchamp, communication personnelle, 1985).

mises en corrélation avec des unités existantes en fonction de critères biostratigraphiques.

Bref, la coupe de roches clastiques de l'Artinskien et du début du Permien trouvée au-dessus de la Formation de Belcher Channel et des formations équivalentes dans le sud et l'ouest du bassin de Sverdrup, est généralement plus épaisse que les coupes mesurées en surface dans les îles d'Ellesmere et Axel Heiberg. La formation de failles dont les compartiments affaissés se trouvent du côté du bassin et la formation de structures en horsts et grabens parallèles à la marge sud du bassin et à la bordure de Sverdrup, ainsi que les indices d'une réactivation des failles au cours de la déformation melvillienne dans le sud et l'ouest, pourraient raisonnablement expliquer l'épaisseur accrue des strates plus jeunes du Permien. Contrairement à la grande répartition régionale de la Formation de Nansen dans la partie nord-est du bassin, l'absence d'une vaste plate-forme calcaire d'eau peu profonde du Carbonifère au Permien inférieur et s'étendant loin vers le large le long de la marge sud du bassin, est à la fois une réponse à la tectonique de distension active et à l'apport de sédiments silicoclastiques au sud, et un facteur qui a permis un remplissage plus important par des sédiments permiens plus jeunes après la déformation melvillienne. Elle concorde également à un modèle de distension produisant des demi-grabens, avec des roches silicoclastiques dans le graben au sud et des roches carbonatées sur la rampe au nord.

Limite permienne-triasique

La limite permienne-triasique du bassin de Sverdrup est marquée par une discordance érosionnelle régionale, sous laquelle il manque toutes les roches permiennes postérieures au Wordien (Nassichuk et al., 1973; Thorsteinsson, 1974). Dans la majeure partie du bassin de Sverdrup, les roches du Trias reposent directement sur celles du Permien mais, par endroits (par exemple, dans certaines parties de l'ouest de l'île Ellesmere), les roches permiennes ont été enlevées par l'érosion et les roches triasiques reposent sur des strates carbonifères (Thorsteinsson, 1974). La coupe triasique qui recouvre la partie supérieure des roches du Paléozoïque est constituée de grès quartzeux à couleur d'altération rouge de la Formation de Bjorne près de la marge du bassin, et d'une séquence de siltstone foncé, de shale et de grès à grain fin de la Formation de Blind Fiord mise en place en eau plus profonde près de l'axe du bassin. Tozer (1969) a mis en corrélation la zone à *Otoceras concavum* à la base de la Formation de Blind Fiord et la zone à *Otoceras woodwardi* dans l'Himalaya. Cette dernière zone définit de fait la base du système triasique.

La non sédimentation ou l'érosion des roches du sommet de la partie supérieure du Permien indique qu'il y a eu régression de la toute dernière mer du Permien dans l'ensemble du bassin. Deux étages dans l'échelle chronostratigraphique globale du Permien, soit le Dzhulfien et le Changsinghien, manquent dans tout le bassin de Sverdrup et partout en Amérique du Nord, la lacune étant

de 10 à 12 millions d'années. L'absence d'un événement tectonique majeur dans l'ensemble de l'Amérique du Nord, du Groenland et du Svalbard à cette époque est indiquée par la concordance structurale invariable du Trias sur les roches du Permien.

Corrélations inter-régionales

La séquence carbonifère et permienne dans le bassin de Sverdrup montre des similarités frappantes avec la séquence stratigraphique du Svalbard et de la partie nord-est du Groenland. La ressemblance la plus frappante se retrouve au Svalbard, où la séquence du Carbonifère au Permien recouvre en discordance une séquence de roches déformées et érodées dévoniennes et plus anciennes qui sont équivalentes à celles de l'archipel arctique. La succession supérieure du Paléozoïque peut se diviser en trois séquences (Steel et Worsley, 1984) généralement corrélatives avec les trois séquences chronostratigraphiques décrites ci-dessus pour le bassin de Sverdrup. Les principales séquences du Svalbard sont les suivantes:

1. Le Groupe de Billefjorden est constitué de sédiments clastiques fluviatiles et alluviaux accompagnés de charbons associés, et date principalement du Tournaisien(?) au Viséen et possiblement au Namurien; il est en partie corrélatif aux roches carbonées non marines de la Formation d'Emma Fiord du Viséen, dans le bassin de Sverdrup.

2. Le Groupe de Gipsdalen s'étendant du Bashkirien à l'Artinskien est constitué de calcaire, de dolomie et d'évaporites avec des roches clastiques localisées aux marges morcelées par des failles; il est corrélatif aux formations d'Otto Fiord, de Hare Fiord et de Nansen, et aux séquences de couches rouges de la Formation de Canyon Fiord dans le bassin de Sverdrup.

3. Le Groupe de Tempelfjorden est composé de roches clastiques marines silicifiées et de calcaires associés datant de l'Artinskinien au Permien tardif; il est corrélatif à la séquence s'étendant de Sabine Bay à Degerböls dans le bassin de Sverdrup.

À partir de ces similitudes, il est évident que les mêmes conditions tectoniques et climatiques ont influencé les séquences carbonifères et permiennes du bassin de Sverdrup et du Svalbard. Les deux séquences sont le produit d'une sédimentation dans un relief sublinéaire de grabens et de horsts surimposé sur des roches déformées dévoniennes et plus anciennes. À l'origine, pendant le Viséen, le climat était humide, mais plus tard, il est devenu de plus en plus aride, favorisant la mise en place de séquences de couches rouges, d'évaporites et de roches carbonatées d'eau peu profonde. Au Permien tardif, l'amélioration du climat dans les dépressions tectoniquement moins actives du Svalbard et du bassin de Sverdrup a eu pour résultat l'accumulation de sédiments clastiques terrigènes avec une minéralisation et une cimentation siliceuses considérables.

MONTICULES ORGANIQUES ET RÉCIFS

Cinq types distincts de monticules organiques construits ou de récifs se trouvent dans la coupe de la partie supérieure du Paléozoïque du bassin de Sverdrup (fig. 13-17, 13-18). Chacun est caractérisé par la prédominance d'un organisme, ou d'un groupe d'organismes, particulier (Davies et Nassichuk, 1986; Beauchamp, 1987), et aussi par la formation (dans la majorité des monticules) de ciment marin pénétrant de nature synsédimentaire (Davies, 1977b). Cinq types de monticules sont reconnus (fig. 13-18).

1. Récifs d'algues tubulaires de la base de la partie inférieure du Carbonifère supérieur (Bashkirien)

Le stratotype de la Formation d'Otto Fiord dans l'île d'Ellesmere contient au moins quatre récifs d'algues (fig. 13-9) qui se sont formés dans un horizon à l'intérieur d'un cycle de roches carbonatées (Nassichuk and Davies, 1980; fig. 13-8, 13-16). Les monticules ont jusqu'à 35 m d'épaisseur et environ 350 m de longueur dans leur partie exposée. À l'intérieur du monticule, le noyau est composé d'une unité basale de wackestone à crinoïdes de milieu marin à circulation libre, sur laquelle repose un réseau de boundstone organique d'algues bérésellidées et donézellidées à ciments marins construit dans un milieu marin plus fermé (métahalin?) (Nassichuk Davies, 1980; fig. 13-20). La reconstitution de la formation des monticules (Nassichuk et Davies, 1980, fig. 21) révèle une série complexe d'événements caractérisés par l'accumulation de sédiments carbonatés marins et d'évaporites hypersalines qui ont contribué à l'évolution et à l'enfouissement des monticules.

D'autres monticules algaires de type et d'âge semblables se manifestent au sein de la séquence d'Otto Fiord dans plusieurs niveaux mis à découvert le long du front nord-ouest de la falaise du fjord Hare, dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere (fig. 13-13). Au moins un de ces monticules a été érigé aux abords du flanc d'une hauteur d'érosion sur des couches rouges de la partie supérieure de la Formation de Borup Fiord (Nassichuk et Davies, 1980, fig. 28).

2. Récifs à bryozoaires fenestellidés du Carbonifère supérieur (Moscovien)

On voit fréquemment de grands récifs solitaires et fusionnés dont l'épaisseur atteint au moins 300 m et possiblement 550 m, près de la base de la Formation de Hare Fiord, dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere (fig. 13-11, 13-17A). Ils ont été formés par l'accumulation de bryozoaires fenestellidés et de sédiments piégés stabilisés par des ciments marins pénétrants (Davies, 1977b). Ils sont enfouis sous des calcaires et des shales argileux et cherteux de la Formation de Hare Fiord du bassin qui présentent par endroits, au large des flancs abrupts des récifs, des lits de turbidites à intraclastes et à crinoïdes caractérisés par un granoclassement normal.

Les récifs à bryozoaires du Moscovien de l'île d'Ellesmere ont une structure interne et une composition identiques à celles des récifs à bryozoaires classiques du Waulsortien (Carbonifère inférieur) en Irlande, en Belgique et ailleurs (Davies, 1975a). Des réseaux de cavités primaires en forme de stromatactis, maintenant remplis de ciments sous-marins et de ciments d'enfouissement plus récents (fig. 13-17B), constituent les éléments prédominants de ces groupes de récifs à bryozoaires (voir aussi James, 1983, fig. 147-150).

3. Monticules d'algues foliacées du sommet de la partie supérieure du Carbonifère (Gzhelien) ou du Permien inférieur (Asselien)

Des monticules et massifs carbonatés lenticulaires composés de plaques fragmentées d'algues foliacées (Wray, 1968) sont fréquents à la limite inférieure de la plate-forme continentale de Nansen dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere (fig. 13-17D). Une fois de plus, les plaques algaires sont souvent liées par des ciments marins, dont certains ont été précipités sous la forme de ciment calcitique magnésien isopaque à générations multiples et d'autres sous la forme de ciments aragonitiques botryoïdes de nature marine (semblables aux ciments marins quaternaires des récifs barrières de l'Honduras Britannique; James, 1983).

Des moules d'algues foliacées fragmentées ont été reconnus dans des roches du Permien inférieur (Asselien) provenant de carottes extraites de plusieurs puits près de la marge sud du bassin de Sverdrup. Ailleurs, surtout près du fond du fjord Hare dans le nord de l'île d'Ellesmere, on trouve de tels moules près de la limite inférieure de la plate-forme continentale, dans des strates de la Formation de Nansen dont l'âge se situe provisoirement entre la toute fin du Carbonifère et le tout début du Permien (Asselien). La présence d'algues foliacées près de la marge sud du bassin semble indiquer que des monticules érigés par des algues foliacées pourraient se trouver dans la subsurface de la marge sud (et sud-est) du bassin, à la limite inférieure des plates-formes continentales de Nansen ou du passage Belcher. Des monticules semblables construits à la marge d'une plate-forme dans le bassin Paradox, dans le sud des États-Unis, font preuve de porosité primaire et secondaire considérable et constituent des réservoirs productifs (Choquette, 1983). Cependant, dans le bassin de Sverdrup, la porosité des monticules présumés a peut-être été réduite par une cimentation marine importante de nature synsédimentaire.

4. Récifs à *Palaeoaplysina* du Permien inférieur (Asselien)

La Formation de Nansen dans le nord-ouest des îles Axel-Heiberg et d'Ellesmere, et la Formation de Belcher Channel dans le sud de l'île d'Ellesmere, contiennent des monticules lenticulaires constitués de plaques fragmentées d'un organisme énigmatique (*Palaeoaplysina*) (fig. 13-17E, 13-17F). Cet organisme a été reconnu au Canada pour la première fois dans de petits monticules du nord du Yukon (Davies, 1971); il a été retrouvé depuis dans l'État d'Idaho, au Yukon, dans tout le bassin de Sverdrup, au Groenland et à Spitzbergen.

Dans une description antérieure de *Palaeoaplysina* provenant du bassin de Sverdrup, Davies et Nassichuk (1973) ont classé l'organisme provisoirement parmi les hydrozoaires; or, il pourrait également présenter un lien génétique avec les spongiaires ou même les algues.

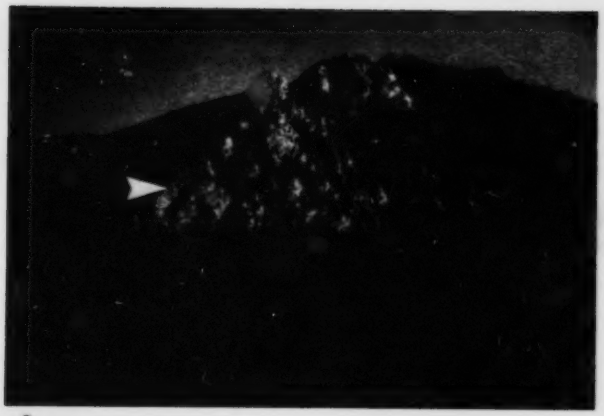
Dans leurs manifestations les plus massives, les monticules à *Palaeoaplysina* forment des unités cycliques de calcaire (moins fréquemment de dolomie) de 10 à 30 m d'épaisseur, qui présentent une morphologie lenticulaire, habituellement au sommet ou à proximité du sommet des formations de Nansen ou de Belcher Channel. Les monticules trouvés à la limite inférieure ou presque de la plate-forme de Nansen présentent souvent des ciments marins de diagenèse précoce et des étapes multiples de sédimentation interne. Ceux qui se trouvent dans le nord-ouest de l'île Axel Heiberg, cependant, présentent des indices de lessivage et de recristallisation intenses, phénomène qui semble indiquer une exposition subaérienne ou une diagenèse en eau douce; un soulèvement et une diagenèse semblables pourraient avoir contribué à la dolomitisation des monticules à *Palaeoaplysina* trouvés sur la péninsule Bjorne dans le sud de l'île d'Ellesmere (Davies et Nassichuk, 1973; Beauchamp, 1987).

Près du sommet du stratotype de la Formation de Nansen dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, des plaques fragmentées de *Palaeoaplysina*, dont la longueur dépasse 1m et l'épaisseur varie de 2 à 4 m, sont entremêlées avec des grainstones grossiers à fusulinidés. On ne sait toujours pas si *Palaeoaplysina* a crû sous la forme d'une plaque subhorizontale incrustée dans le substrat ou sous forme de frondes non encastrées munies d'une espèce de crampon. Aux endroits où se rencontrent ensemble les monticules à *Palaeoaplysina* et les monticules à algues foliacées, les liens stratigraphiques et de faciès semblent indiquer que les algues foliacées vivaient sous les plaques plus robustes et nettement plus grandes de *Palaeoaplysina*, et donc à une profondeur légèrement supérieure.

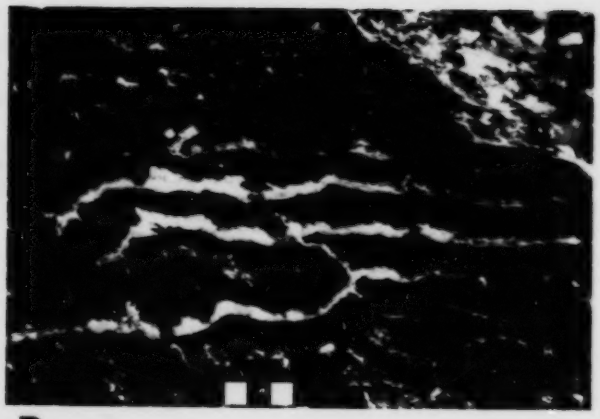
Plusieurs puits ayant pénétré la coupe du Permien inférieur près de la marge sud du bassin de Sverdrup, à proximité de la presqu'île Sabine, ont rencontré quelques fragments de plaques de *Palaeoaplysina*. Des plaques dispersées et des fragments usés de *Palaeoaplysina* ont également été trouvés dans des affleurements des unités de plate-forme interne de la Formation de Belcher Channel sur la presqu'île Grinnell dans l'île Devon, et ailleurs dans le sud de l'île d'Ellesmere. Ces manifestations semblent indiquer que des calcaires construits à *Palaeoaplysina* à la limite inférieure de la plate-forme pourraient exister dans les séquences de Nansen ou de Belcher Channel dans la subsurface de la partie sud du bassin de Sverdrup. Une fois de plus, la précipitation de ciments marins pénétrants aurait réduit les chances de retrouver une porosité primaire ou secondaire conservée dans ces monticules à *Palaeoaplysina*, tandis que l'exposition subaérienne, le lessivage ou la dolomitisation les auraient accrues, comme le démontrent les affleurements de monticules semblables dans le sud de l'île d'Ellesmere.

5. Récifs à spongiaires, à bryozoaires et à *Tubiphytes* du Permien inférieur (Artinskien)

Beauchamp (1987) a décrit des monticules carbonatés lenticulaires trouvés dans la partie supérieure mais non au sommet d'une formation innommée qui affleure à proximité du fjord Blind, dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere (fig. 13-16, 13-18). Cette unité forme une séquence régressive qui recouvre les monticules à *Palaeoaplysina* et à algues foliacées dans la partie supérieure de la Formation de Belcher Channel. En général, la partie supérieure de la formation innommée se compose de lits épais de calcaires bioclastiques, mais elles comprend par endroits des calcaires construits lenticulaires ayant plus de 15 m d'épaisseur et remontant probablement à l'Artinskien. Ces monticules sont caractérisés par des associations de bryozoaires fenestrés et une petite quantité

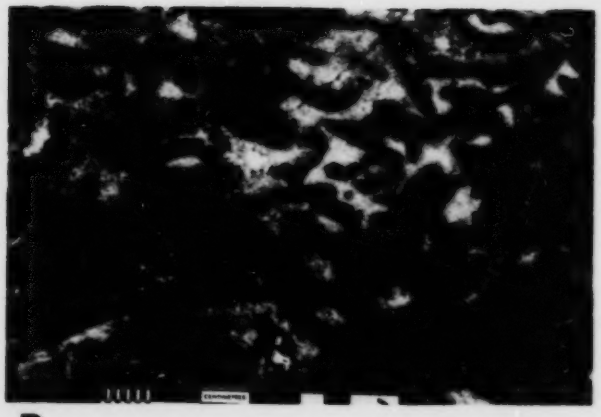


A



B

C



D

E

F

de *Tubiphytes*, un organisme incrustant énigmatique; les associations contiennent un ciment de diagenèse précoce. La séquence peut être considérée comme un autre type de monticule organique contruit du Permien inférieur dans le bassin de Sverdrup.

Dans plusieurs des puits forés le long de la marge sud du bassin de Sverdrup et centrés autour de la presqu'île Sabine dans l'île Melville, les débris de forage et les carottes de sédiments permiens sont caractérisés par une faune variée de brachiopodes, de bryozoaires et de crinoïdes; cette faune est habituellement dépourvue de fusulinidés mais recèle des restes épars de *Tubiphytes*. Nassichuk (1965) a désigné sous le nom d'«unité A» une séquence de calcaires trouvée au-dessus de la Formation d'Assistance sur la presqu'île Sabine de l'île Melville. Ces calcaires, qui

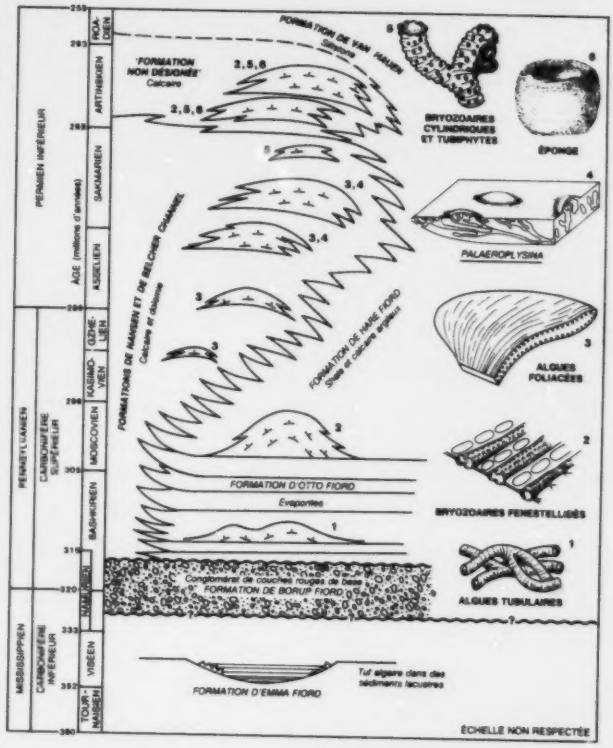


Figure 13-18. Résumé de la formation de monticules organiques ou récifs du Carbonifère au Permien inférieur dans le bassin de Sverdrup, illustrant la présence stratigraphique de cinq types de calcaires organiques construits (modifié de Davies et Nassichuk, 1986).

Figure 13-17. Récifs calcaires et fabriques, bassin de Sverdrup.

A. Récif à bryozoaires du Moscovien de l'unité calcaire «Tellevak» contenue dans la Formation de Hare Fiord, à l'extrémité sud des monts Blue (île d'Ellesmere). À noter les lits abrupts sur les flancs du monticule (flèche) cimentés avec un ciment marin pénétrant. Le monticule a environ 300 m d'épaisseur.

B. Fabrique «stromatactoïde laminaire» dans un récif à bryozoaires (fig.13-17A) supportée par des bryozoaires fenestellidés et cimentée par des générations multiples de ciments marins isopaques. Ces fabriques sont identiques au faciès «waulsortien» d'Irlande et d'autres régions et datent du Carbonifère tardif plutôt que du Carbonifère précoce.

C. Affleurement de roches carbonatées de plate-forme à stratification lenticulaire de la Formation de Nansen (île d'Ellesmere). Près de la limite inférieure de la plate-forme, la Formation de Nansen contient des calcaires organiques construits d'algues foliacées et de *Palaeoaplysina*.

D. Bloc poli montrant la fabrique d'algues foliacées prélevée de calcaires construits de la Formation de Nansen, avec des sédiments internes concentrés et du ciment marin pénétrant. Les fabriques des algues foliacées et du monticule sont semblables à celles observées dans l'ouest du Texas, le Nouveau-Mexique, le bassin Uinta et l'Oural (Union Soviétique).

E. Empilement de monticules à *Palaeoaplysina* dans la partie supérieure de la Formation de Belcher Channel du Permien inférieur, près du fjord Blind (île d'Ellesmere). L'épaisseur totale des monticules atteint environ 150 m (B.Beauchamp, communication personnelle, 1985).

F. Bloc poli illustrant la fabrique d'un récif à *Palaeoaplysina* provenant du fond du fjord Hare et montrant d'épaisses sections fragmentées de plaques de *Palaeoaplysina* (grosses flèches) avec un mélange de sédiments concentrés et de minces plaques d'algues foliacées (petites flèches), le tout retenu par du ciment marin pénétrant. *Palaeoaplysina* est un organisme d'affinité taxonomique incertaine et un important constructeur de monticules dans le bassin de Sverdrup, le Spitzberg et l'Oural (Union Soviétique).

datent probablement du Roadien, sont vraisemblablement équivalents à la partie la plus élevée de la «formation innommée» du fjord Blind et du cap Great Bear, dans l'île d'Ellesmere. Jusqu'à maintenant, aucun monticule de cet âge n'a été reconnu dans les strates superficielles de l'île Melville, mais la présence de *Tubiphytes* dans des carottes prélevées en subsurface et des débris de forage pourrait indiquer l'existence d'un milieu de sédimentation comparable.

RÉFÉRENCES

Balkwill, H.R.
1978: Evolution of Sverdrup Basin, Arctic Canada; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 1004-1028.

Bonham-Carter, G.F.
1966: The geology of the Pennsylvanian sequence of the Blue Mountains, northern Ellesmere Island; unpublished Ph.D. thesis, Department of Geology, University of Toronto, Toronto, Ontario, 172 p.

Beauchamp, B.
1987: Stratigraphy and facies analysis of the Upper Carboniferous to Lower Permian Canyon Fiord, Belcher Channel and Nansen formations, southwestern Ellesmere Island; unpublished Ph.D. thesis, Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, Calgary, Alberta, 370 p.

Choquette, P.W.
1983: Platy algal reef mounds, Paradox Basin; in Carbonate Depositional Environments, P.A. Scholle, D.G. Bebout, and C.H. Moore (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33, p. 454-462.
Crowell, J.C.
1974: Origin of late Cenozoic basins in southern California; in Tectonics and Sedimentation, W.R. Dickinson (ed.); Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 22, p. 190-204.
Davies, G.R.
1971: A Permian hydrozoan mound, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 973-988.
1975a: Upper Paleozoic carbonates and evaporites in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 209-214.
1975b: Hoodoo L-41: diapiric halite facies of the Otto Fiord Formation in the Sverdrup Basin, Arctic Archipelago; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 75-1C, p. 23-39.
1977a: Carbonate to anhydrite facies relationships in the Otto Fiord Formation (Mississippian-Pennsylvanian), Canadian Arctic Archipelago; in Reefs and Evaporites — Concepts and Depositional Models, J.H. Fisher (ed.); The American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology no. 5, p. 145-167.
1977b: Former magnesium calcite and aragonite submarine cements in upper Paleozoic reefs of the Canadian Arctic: a summary; Geology, v. 5, p. 11-15.
1977c: Turbidites, debris sheets and truncation structures in upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup Basin, Arctic Archipelago; in Deep-Water Carbonate Environments, H.E. Cook and P. Enos (ed.); Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 25, p. 221-248.
Davies, G.R. and Nassichuk, W.W.
1973: The hydrozoan *Palaeoaplysina* from the upper Paleozoic of Ellesmere Island, Arctic Canada; Journal of Paleontology, v. 47, p. 251-265.
1975: Subaqueous evaporites of the Carboniferous Otto Fiord Formation, Canadian Arctic Archipelago — a summary; Geology, v. 3, p. 273-278.
1986: Ancient reefs in the high Arctic; Energy, Mines and Resources Canada, Geos, v. 15, no. 4, p. 1-5.
1988: An Early Carboniferous (Viséan) lacustrine oil shale in Canadian Arctic Archipelago; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 8-20.
Forsyth, D.A., Mair, J.A., and Fraser, I.
1979: Crustal structure of the central Sverdrup Basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1581-1598.
Goodarzi, F., Davies, G.R., Nassichuk, W.W., and Snowdon, L.R.
1987: Organic petrology and Rock-Eval analysis of Lower Carboniferous Emma Fiord Formation in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago; Marine and Petroleum Geology, v. 4, p. 132-145.
Harrison, J.C., Goodbody, Q.H., and Christie, R.L.
1985: Stratigraphic and structural studies on Melville Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 629-637.
Hobson, G.D.
1962: Seismic exporation in the Canadian Arctic Islands; Geophysics, v. 27, p. 253-272.
James, N.P.
1983: Reef environment; in Carbonate Depositional Environments, P.A. Scholle, D.G. Bebout, and C.H. Moore (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33, p. 345-453.
Mayr, U.
in press: Reconnaissance and preliminary interpretation of Upper Devonian to Permian stratigraphy of northeastern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper, 90-25.
Meneley, R.A., Henao, D., and Merritt, R.K.
1975: The northwest margin of the Sverdrup Basin; in Canada's Continental Margin and Offshore Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 531-544.
Nassichuk, W.W.
1965: Pennsylvanian and Permian rocks in the Parry Islands Group, Canadian Arctic Archipelago; in Report of Activities, Field, 1964; Geological Survey of Canada, Paper 65-1, p. 9-12.
1970: Permian ammonoids from Devon and Melville Islands, Canadian Arctic Archipelago, Journal of Paleontology, v. 44, no. 1, p. 77-97.
1975: The stratigraphic significance of Permian ammonoids on Ellesmere Island; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 277-283.
Nassichuk, W.W. and Bamber, E.W.
1978: Middle Pennsylvanian biostratigraphy, eastern Cordillera and Arctic Islands, Canada — a summary; in Western and Arctic Canadian Biostratigraphy, C.R. Stelck and B.E.D. Chatterton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 18, p. 395-413.
Nassichuk, W.W. and Davies, G.R.
1980: Stratigraphy and sedimentology of the Otto Fiord Formation — a major Mississippian-Pennsylvanian evaporite of subaqueous origin in the Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 286, 87 p.
Nassichuk, W.W. and Spinosa, C.
1970: Helicoprion sp., a Permian elasmobranch from Ellesmere Island, Canadian Arctic; Journal of Paleontology, v. 44, no. 6, p. 1130-1132.
Nassichuk, W.W., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1973: Permian-Triassic boundary in the Canadian Arctic Archipelago; in The Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary, A. Logan and L.V. Hills (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 2, p. 286-293.
Nassichuk, W.W. and Wilde, G.L.
1977: Permian fusulinaceans and stratigraphy at Blind Fiord, southwestern Ellesmere Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 268, 59 p.
Steel, R.J. and Worsley, D.
1984: Svalbard's post-Caledonian strata — an atlas of sedimentational patterns and paleogeographical evolution; in Petroleum Geology of the North European Margin, A.M. Spencer et al. (ed.); Norwegian Petroleum Society, p. 109-135.
Thorsteinsson, R.
1974: Carboniferous and Permian stratigraphy of Axel Heiberg Island and western Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 224, 115 p.
Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1960: Summary account of structural history of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian time; Geological Survey of Canada, Paper 60-7, 23 p.
1970:* Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada; R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 546-590.
Tozer, E.T.
1969: A standard for Triassic time; Geological Survey of Canada, Bulletin 156, 103 p.
Tozer, E.T. and Thorsteinsson, R.
1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 332, 242 p.
Trettin, H.P.
1988: Early Namurian (or older) alkali basalt in the Borup Fiord Formation, northern Axel Heiberg Island, Arctic Canada; in Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 88-1D, p. 21-26.
Wilson, J.L.
1967: Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico; Geological Society of America Bulletin, v. 78, p. 805-818.
Wray, J.L.
1968: Late Paleozoic phylloid algal limestones in the United States; 23rd International Geological Congress, Prague, Czechoslovakia, Proceedings, v. 8, p. 113-119.

Adresses des auteurs

G.R. Davies
Graham Davies Geological Consultants Ltd.
1, 2835-19th Street N.E.
Calgary, Alberta
T2E 7A2

W.W. Nassichuk
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Imprimé au Canada

Chapitre 14

HISTOIRE MÉSOZOÏQUE DE L'ARCHIPEL ARCTIQUE

Introduction

Stratigraphie, sédimentation et évolution séquentielle

Facteurs ayant influencé la stratigraphie mésozoïque

Résumé

Références

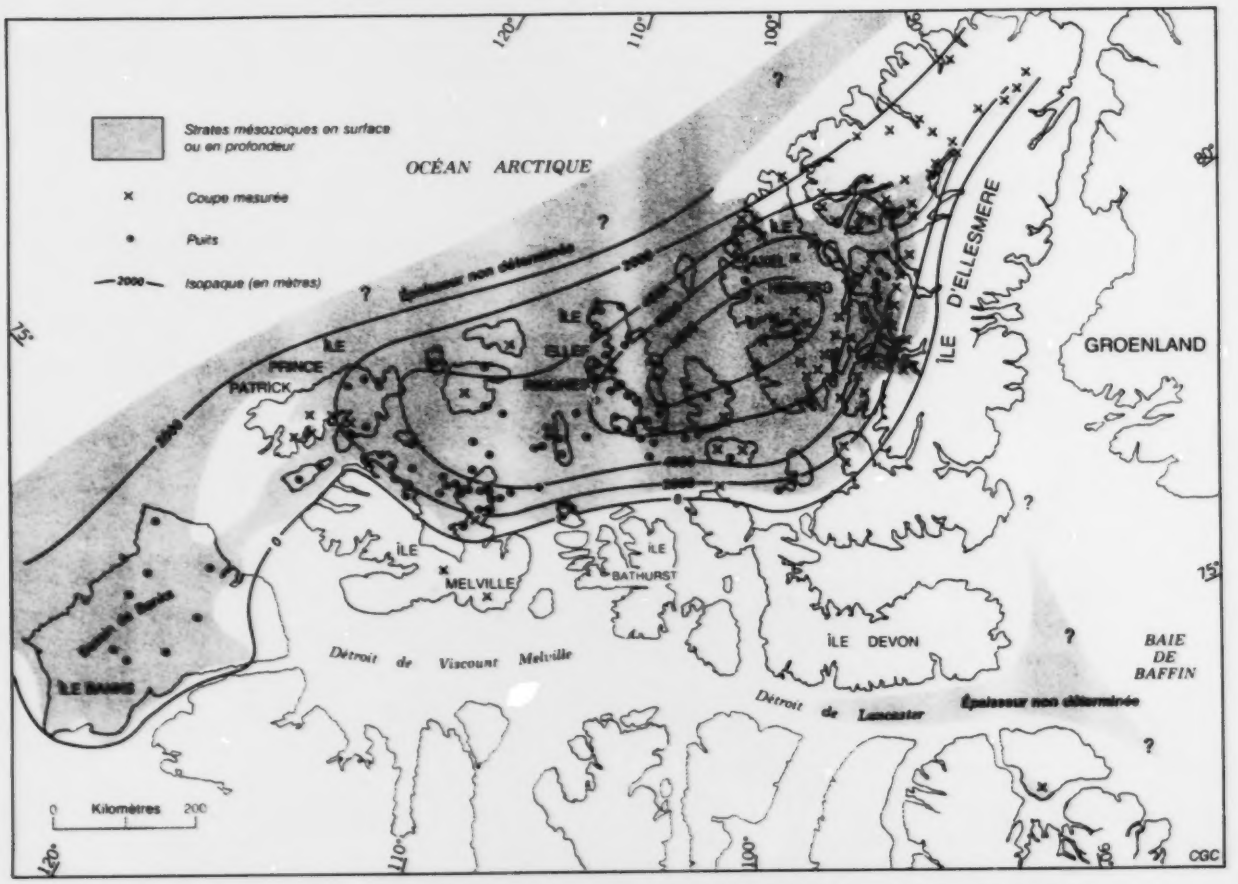


Figure 14-1. Répartition et carte isopaque des strates mésozoïques dans l'archipel arctique canadien.

Chapitre 14

HISTOIRE MÉSOZOÏQUE DE L'ARCHIPEL ARCTIQUE

Ashton F. Embry

INTRODUCTION

Les strates du Mésozoïque sont largement répandues dans l'archipel arctique canadien et se présentent dans divers cadres tectonostratigraphiques (fig.14-1). Le bassin de Sverdrup, qui était une importante zone de sédimentation maximale dans l'archipel arctique à compter du Carbonifère jusqu'au début du Tertiaire, contient la succession mésozoïque la plus épaisse et la plus complète de la région. Dans le centre du bassin, des dépôts s'étendant du Trias au Crétacé atteignent jusqu'à 9 km d'épaisseur (fig.14-1; l'emplacement des puits et les noms géographiques sont donnés à la figure 1, en pochette). Les roches mésozoïques dans l'est du bassin de Sverdrup ont été plissées et faillées par suite d'une compression régionale au début du Tertiaire, et on note la présence d'affleurements excellents en terrain montagneux. À l'ouest, les structures et le terrain ont un relief beaucoup moins prononcé et les affleurements sont principalement d'âge crétacé ou plus récent.

Le bassin de Banks dans l'île Banks (fig. 4-3) comprend une succession de 1 200 m d'épaisseur composée de strates légèrement inclinées du Jurassique supérieur jusqu'au sommet du Crétacé. Des buttes-témoins sporadiques de strates crétacées horizontales ou inclinées se manifestent dans la zone mobile franklinienne, la Plate-forme de l'Arctique et les provinces géologiques du Bouclier canadien. Ces buttes-témoins peu épaisses sont peu étendues et reposent habituellement dans des grabens. D'autres strates crétacées se trouvent vraisemblablement sous des dépôts tertiaires épais le long de la plate-forme continentale au nord-ouest des îles de l'Arctique, dans l'est du détroit de Lancaster et sur la plate-forme continentale à l'est de l'île de Baffin. La nature et l'épaisseur de ces strates extracôtières profondément enfouies demeurent inconnues en raison du manque de données.

La séquence mésozoïque dans l'archipel arctique se compose presque entièrement de sédiments clastiques. Dans le bassin de Sverdrup, des unités de grès se présentent surtout sur les marges de bassin, tandis que des unités de shale et de siltstone prédominent au centre (fig.14-2). Quelques unités à prédominance de grès se prolongent à travers le bassin. Les strates du Jurassique supérieur au Crétacé qui reposent au sud du bassin de Sverdrup peuvent être reliées aux unités stratigraphiques à l'intérieur du bassin et représentent des sédiments qui se sont accumulés pendant des transgressions majeures et immédiatement après (fig.14-2).

Embry, A.F.
1991: Histoire mésozoïque de l'archipel arctique; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 14, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Travaux antérieurs

Les travaux de description et de cartographie des strates mésozoïques de l'archipel arctique ont été menés principalement par la Commission géologique du Canada. Des cartes à l'échelle de 1/500 000 ou moins de la plupart des manifestations mésozoïques connues sont maintenant disponibles. Les premières observations sur les strates mésozoïques ont été publiées par des explorateurs du XIX^{e} siècle et de la première moitié du XX^{e} siècle. La description la plus systématique a été faite par Troelsen (1950). L'étude formelle des strates mésozoïques a été commencée en 1954 par E.T. Tozer de la Commission géologique du Canada. Pendant dix ans, il a mené des travaux dans la plupart des îles de l'Arctique, habituellement en collaboration avec R. Thorsteinsson (Tozer 1956, 1961a, b, 1963a, b, c, d, 1967; Thorsteinsson et Tozer, 1962; Tozer et Thorsteinsson, 1964). Pendant cette période, d'autres observations sur les strates mésozoïques ont été faites par Heywood (1957), Souther (1963), McMillan (1963), Greiner (1963), Glenister (1963), Fricker (1963) et Christie (1964). Ces premières études ont eu pour résultat l'établissement d'une stratigraphie solide qui a été résumée par Tozer (1970a).

À partir de la fin des années 1960 jusqu'au milieu des années 1970, de nombreux scientifiques de la Commission géologique du Canada ont examiné les strates mésozoïques et publié des études, notamment Trettin et Hills (1966), Nassichuk et Christie (1969), Petryk (1969), Stott (1969), Roy (1972, 1973, 1974), Nassichuk et Roy (1975), Wilson (1976), Rahmani et Hopkins (1977), Rahmani (1978), Rahmani et Tan (1978), Miall (1975, 1979), Miall et al. (1980), Balkwill et Hopkins (1976), Balkwill et Roy (1977), Balkwill et al. (1977), Balkwill et Fox (1982), Balkwill et al. (1982) et Balkwill (1983).

Les sociétés pétrolières se sont intéressées aux strates mésozoïques de l'Arctique à la suite des premières descriptions de la Commission géologique du Canada. Des études de surface ont été menées par de nombreuses sociétés durant les années 60 et au début des années 70, mais l'unique publication découlant de ces travaux est celle de Plauchut et Jutard (1976), qui ont décrit la séquence mésozoïque dans les îles Banks et Eglinton. Des rapports d'expéditions, de qualité très variée, ont été soumis au gouvernement fédéral par bon nombre de sociétés, et la plupart sont disponibles auprès du gouvernement.

Les études de surface réalisées par le gouvernement et le secteur privé indiquent que les strates mésozoïques du bassin de Sverdrup ont un bon potentiel pétrolier. Le

Tableau 14-1. Fossiles repères et zones biostratigraphiques.

TRIASSIC			JURASSIC					CRETACEOUS				
AGE		Ammonites and Pelecypods (Tozer, 1970)	AGE		Ammonites and Pelecypods (Frebold, 1970)	Foraminifera (Wall, 1983)	Palynology (Davies, 1983; Suneby, 1984)	AGE		Ammonites and Pelecypods (Jeletzky, 1970)	Foraminifera (Wall, 1983)	Palynology (Davies, 1983, unpublished)
LATE	Norian	*Monotis ochotica* *Neohmayrites* spp	LATE	Tithonian	*Buchia fischeriana* *Buchia piochi*	*Aranoturrispirillina jeletzkyi*	L	LATE	Maastrichtian			*Integricorpus* sp. 1
							K		Campanian			
	Carnian	*Halobia ziffeli* *Sirenites nansenni*		Kimmeridgian	*Buchia mosquensis* *Buchia concentrica*	*Glomospirella* sp. 174	J			*Inoceramus labiatus*	*Verneuilinoides bearpawensis*	
					Amoebaceras sp.		I		Santonian			*Chatangella chalensis*
MIDDLE	Ladinian	*Nathorstites mcconnelli* *Ptychites rotundus*		Oxfordian	*Cardioceras* sp.	*Ammodiscus thomasi*					*Dorothia smokyensis*	
			MIDDLE				H		Coniacian			
	Anisian	*Anagymnotoceras varium* *Lenotropites caurus*		Callovian	*Cadoceras* sp.		G		Turonian	*Scaphites delicatulus*		
				Bathonian	*Arctocoeras ishmae* *Arctocephalites* sp.		F					*Isabelidinium magnum*
							E		Cenomanian	*Inoceramus pictus*		
EARLY	Spathian	*Keyserlingites subrobustus* *Olenikites pilaliensis*		Bajocian	*Cranocephalites vulgaris* *Arkellocaras tozeri*			EARLY				
				Aalenian	*Pseudolioceras mclintocki* *Leioceras opalinum*	*Ammodiscus* cf. *asper*	D C		Albian	*Neogastroplites* sp. *Cleoniceras canadense* *Arcthoplites bell*	*Verneuilinoides borealis*	*Diplofusa gearlensis*
	Smithian	*Wasatchites tardus* *Euflemingites romundensis*		Toarcian	*Pernocaras polare* *Dactylioceras commune* *Harpoceras* sp.	*Flabellammina* sp. 1	B		Aptian		*Quadrimorphina alberiensis*	
			EARLY								*Verneulinoides neocomiensis*	
				Pliensbachian	*Amaltheus stokesi*		A		Barremian			
	Dienerian	*Vavilovites sverdrupi* *Proptychites candidus*					MD biozone		Hauterivian			
				Sinemurian	*Echioceras arcticum* *Arietites* sp.				Valanginian	*Buchia inflata*	*Ungerianammina* sp. 1	Q P O
	Griesbachian	*Ophiceras commune* *Otoceras boreale*		Hettangian	unknown		AM biozone		Berriasian	*Buchia okensis*		N M

GSC

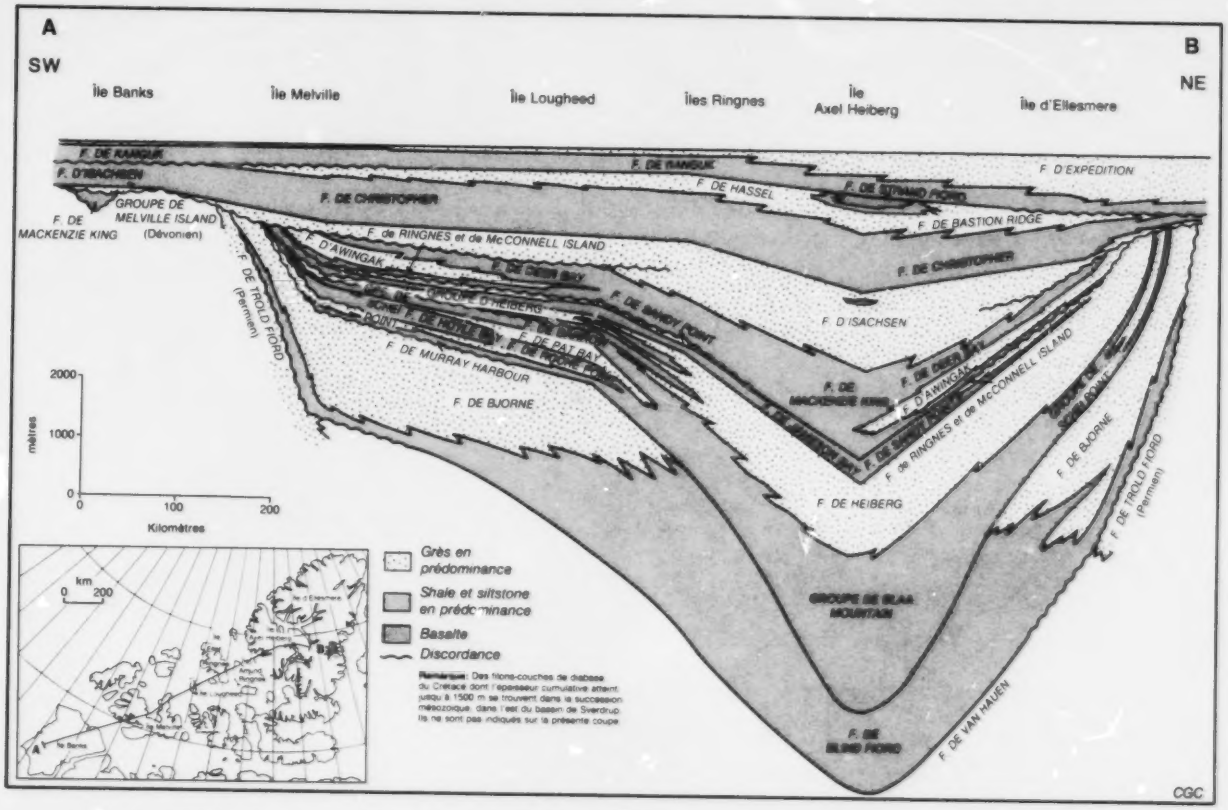


Figure 14-2. Coupe stratigraphique schématique traversant le bassin de Banks et le bassin de Sverdrup.

premier puits à pénétrer les formations du Mésozoïque a été foré en 1969, et plus de 100 puits additionnels ont été forés depuis dans les strates de cet âge. Les études en subsurface des strates mésozoïques ne sont pas nombreuses. Elles comprennent celles de Meneley et al. (1975), de Reinson (1975), de Crain (1977), de Henao-Londoño (1977), de Meneley (1977) et de Douglas et Oliver (1979). Des données sur la subsurface sont également disponibles dans les rapports régionaux précités de Balkwill.

Des résumés récents de la géologie de l'Arctique comprennent des sections importantes sur la stratigraphie et l'évolution séquentielle au Mésozoïque, par exemple, Plauchut (1971), Stuart Smith et Wennekers (1977), Balkwill (1978), Hea et al. (1980), Kerr (1981), Rayer (1981) et Balkwill et al. (1983).

Les données biostratigraphiques publiées qui se rapportent au Mésozoïque dans l'archipel arctique sont raisonnablement abondantes et ont été fournies par Tozer (1961a, 1965, 1967, 1970b), Frebold (1958, 1960, 1961, 1964, 1970, 1975), Jeletzky (1966, 1970, 1980, 1981, 1984), Logan (1967) et Kemper (1975, 1977), pour les macrofossiles; Hopkins et Balkwill (1973), Johnson et Hills (1973), Doerenkamp et al. (1976), Pocock (1976), Felix (1975), Felix et Burbridge (1977), Fisher (1979), Fisher et Bujak (1975), Bujak et Fisher (1976), Tan (1979), Tan et Hills (1978), Davies (1983) et Suneby (1984), pour les palynomorphes; et Wall (1983) et Souaya (1976), pour les foraminifères. Le tableau 14-1 résume diverses zonations biostratigraphiques et fossiles caractéristiques pour les strates mésozoïques de l'archipel arctique.

Travaux actuels

En 1977, l'auteur a commencé une étude des strates mésozoïques dans l'archipel arctique qui avait pour object de déterminer 1) les relations stratigraphiques régionales au sein des séquences mésozoïques, 2) les milieux de sédimentation, 3) l'histoire géologique de l'archipel arctique au Mésozoïque et 4) le potentiel économique des strates du Mésozoïque. De nombreuses coupes de surface et toutes les données de subsurface disponibles ont été étudiées, et ces repères, conjugués aux données recueillies par d'autres chercheurs, ont fourni un cadre régional excellent pour les études stratigraphiques et sédimentologiques (fig. 14-1).

Afin de réaliser une analyse stratigraphique détaillée des strates mésozoïques, des événements transgressifs, ces derniers facilement identifiables, très répandus et fréquents dans toute la colonne du Mésozoïque, ont été utilisés pour subdiviser la succession. Trente et une transgressions régionales ont été reconnues, ce qui permet de subdiviser le Mésozoïque en 30 cycles de transgression-régression (cycles T-R), ou séquences de sédimentation selon la terminologie de Vail et al. (1977).

Les cycles T-R (fig. 14-3) sont les blocs de fondation de la succession du Mésozoïque. Aux marges du bassin, des discordances subaériennes forment les limites des cycles. Une mince unité transgressive de grès glauconieux ou de calcaire sableux recouvre généralement la discordance basale. Une discordance marine se trouve habituellement au sommet de l'unité transgressive. Les dépôts transgressifs s'amincissent et disparaissent finalement vers le bassin, et les discordances marines constituent les limites des cycles au centre du bassin (fig. 14-3). Le cycle consiste surtout en une séquence régressive de shale et de siltstone marins qui deviennent plus grossiers vers le haut et passent à des grès épicontinentaux et deltaïques. Les grès et les discordances subaériennes disparaissent vers le bassin, comme le montre la figure 14-3.

Les cycles sont le produit de l'interaction de taux de subsidence, d'apports de sédiments et de fluctuations eustatiques du niveau marin. Les limites entre les cycles peuvent être reconnues dans la plupart des coupes et des puits, mais à l'occasion, elles sont masquées par les effets des taux élevés de sédimentation ou de subsidence. Cependant, leur position stratigraphique peut alors habituellement être déterminée approximativement pour les besoins des cartes isopaques, de faciès et de la paléogéographie. Les données biostratigraphiques sont d'une grande utilité pour dater les cycles et les corréler dans tout le bassin.

L'existence de 30 cycles T-R dans la succession mésozoïque a donné une mosaïque lithostratigraphique complexe qui ne se prête pas à un système de nomenclature stratigraphique simple. La nomenclature stratigraphique en usage à l'heure actuelle pour le Mésozoïque est donnée au tableau de corrélation (fig.4, en pochette) et illustrée à la figure 14-4. La plupart des limites de cycles sont marquées par des traits continus, et toutes les unités principales à prédominance de grès et de shale et siltstone ont reçu des noms stratigraphiques formels. Ce système de nomenclature combine les noms proposés pendant la première phase d'études entreprise il y a 20 à 25 ans, et les noms proposés récemment à la suite d'études de surface et de subsurface (Embry, 1983a, b; 1984a, b, c; 1985a, b; 1986a, b; 1988).

Cadre tectonique du Trias au Valanginien

Une carte isopaque (fig.14-5) des strates du Trias au Valanginien (Crétacé inférieur) de l'archipel arctique illustre le cadre tectonique général pour cet intervalle chronologique. Ce cadre tectonique a été établi au milieu du Carbonifère lorsque le bassin de Sverdrup a pris naissance à la suite du rifting (Balkwill, 1978). En général, les directions des failles d'extension, qui étaient actives du milieu du Carbonifère au Permien précoce, coïncident avec les

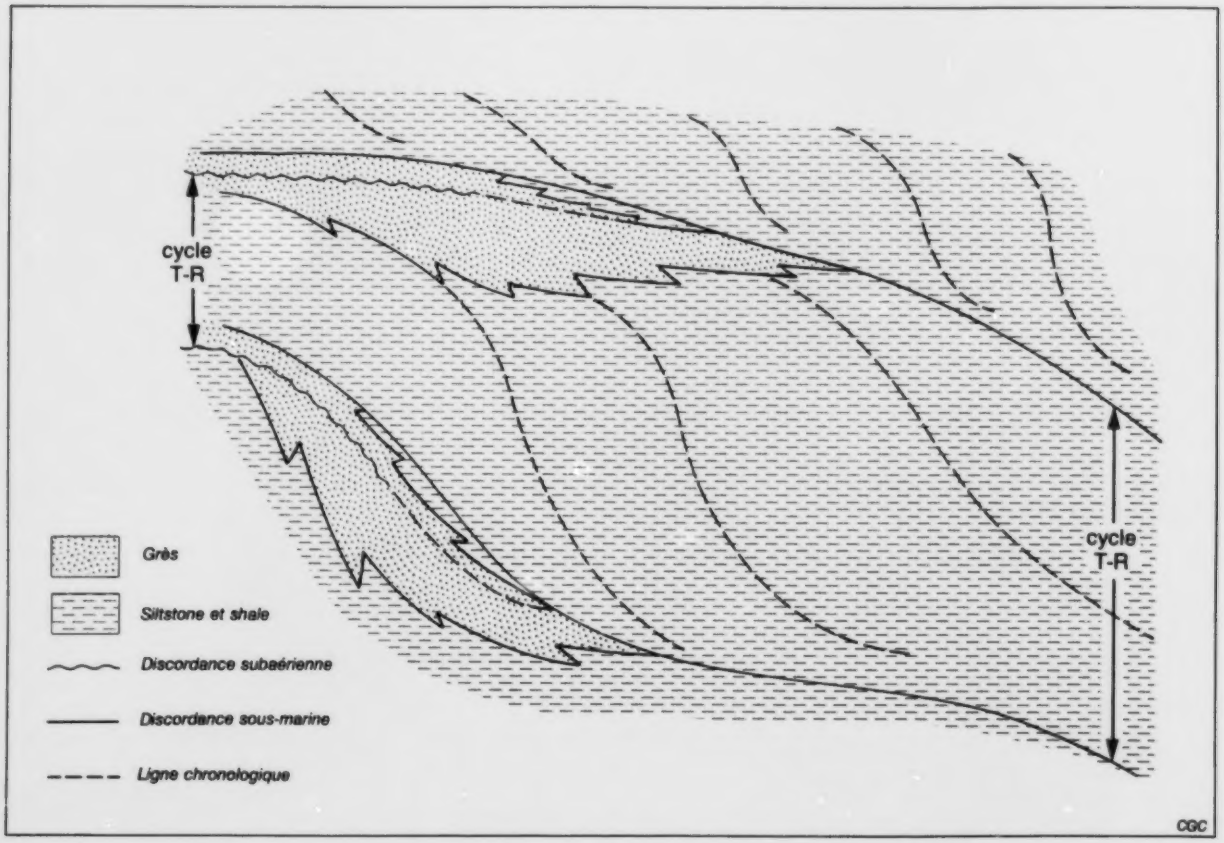


Figure 14-3. Liens stratigraphiques d'un cycle de transgression- régression.

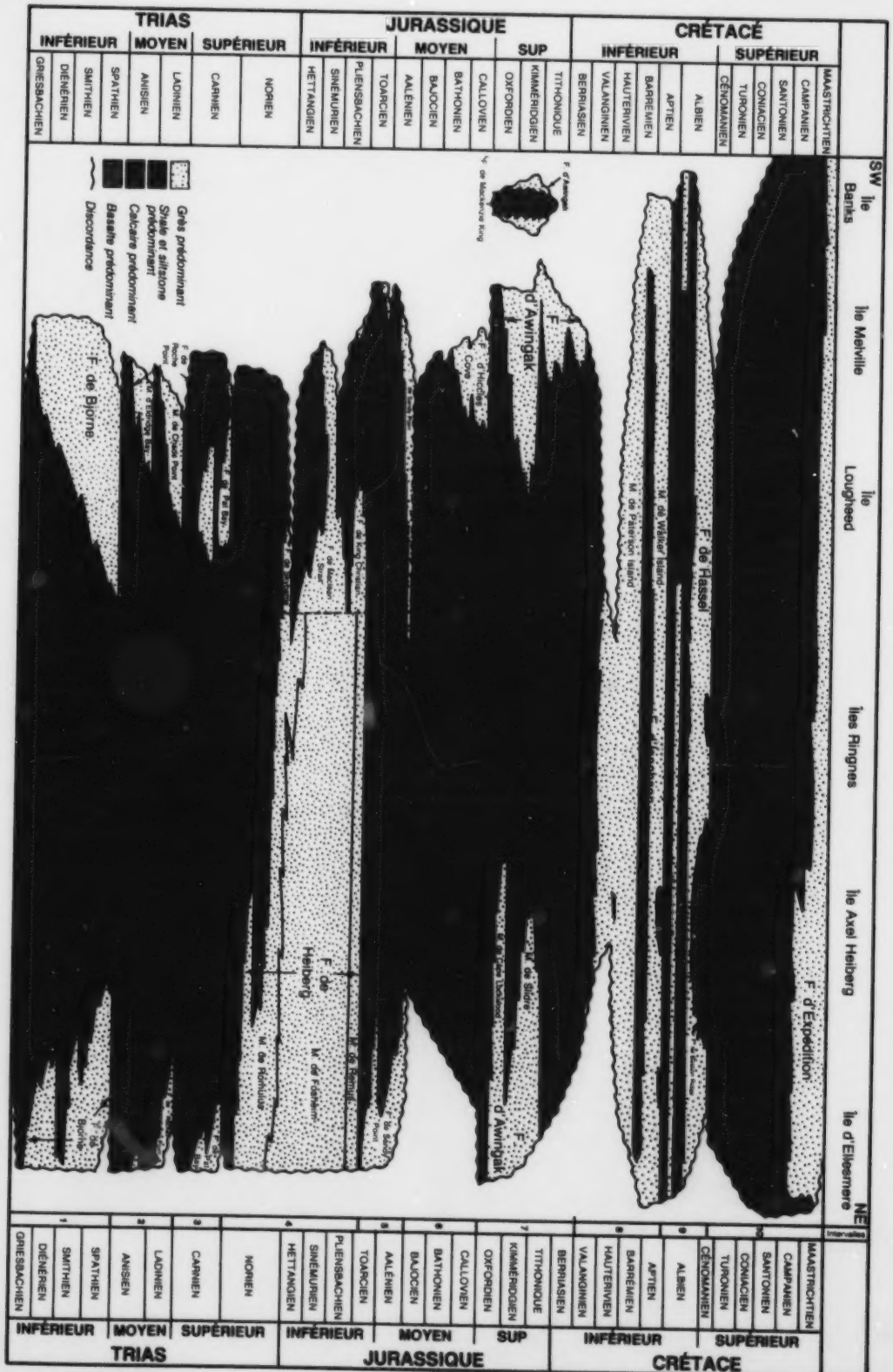


Figure 14-4. Nomenclature stratigraphique des strates mésozoïques, archipel arctique.

directions structurales du Dévonien-Carbonifère précoce. Le bassin de Sverdrup a été la principale zone de sédimentation maximale dans l'archipel arctique durant la période d'accumulation des sédiments du Trias et de la partie inférieure du Crétacé. Une succession épaisse de la partie supérieure du Paléozoïque repose sous des strates mésozoïques (Nassichuk et Davies, chapitre 13). D'intérêt particulier est la présence d'une unité épaisse et largement répandue de halite (Formation d'Otto Fiord) près de la base de la séquence de la partie supérieure du Paléozoïque. Des structures halocinétiques dérivées de cette unité ont influencé la sédimentation mésozoïque dans une bonne partie du bassin.

Le bassin de Sverdrup est centré dans la région de l'île Amund Ringnes et du centre de l'île Axel Heiberg et allongé dans une direction nord-est-sud-ouest. La portion nord-est du bassin a été comprimée perpendiculairement à son axe au début du Tertiaire (orogenèse eurékienne) et se trouvait donc plus large au Mésozoïque que ce qui est illustré sur les cartes non palinspastiques du présent ouvrage. Les études structurales de cette région ne sont pas suffisamment détaillées pour évaluer le raccourcissement dans le bassin de Sverdrup, mais des évaluations préliminaires semblent indiquer que ce raccourcissement a été d'au moins 100 km (U. Mayr, communication personnelle, 1984). Des terrains bas et sans relief s'étendaient à l'est, au sud et au nord-ouest du bassin. Les terrains à l'est et au sud étaient constitués de roches carbonatées de la partie inférieure du Paléozoïque et du Protérozoïque formant un plissement d'avant-pays et une zone de chevauchement. Ces terrains ont été déplacés vers le sud-est et le sud en direction du craton pendant l'orogenèse ellesmérienne, soit vers le milieu du Paléozoïque. Des roches de plate-forme subhorizontales et non déformées de la partie inférieure du Paléozoïque et du Protérozoïque, et des roches cristallines du socle précambrien, se trouvent à l'est et au sud de la zone de plissement de l'avant-pays.

La nature et l'étendue du territoire trouvé au nord-ouest du bassin sont hypothétiques. Cette zone est maintenant occupée par la plate-forme continentale et la croûte océanique du bassin amérasiatique, qui s'est constitué pendant le Crétacé. La quantité et les types de sédiments provenant du nord-ouest au Trias-Valanginien semblent indiquer qu'il aurait pu s'agir d'un territoire bas d'étendue limitée où se trouvait une gamme de types de roches sédimentaires, ignées et métamorphiques. Ce territoire se serait éloigné des îles de l'Arctique dans une direction contraire au sens des aiguilles d'une montre pendant le Crétacé (Grantz et al., 1979), et se trouve maintenant submergé sous la mer de Tchouktche et la mer de Sibérie orientale.

La hauteur de Tanquary (Nassichuk et Christie, 1969) est une importante arche du socle située dans le nord-est du bassin de Sverdrup, qui s'étend dans le bassin à partir du sud-est (fig. 14-5). Des strates du Paléozoïque supérieur au Trias moyen s'amincissent sur les flancs de cette arche et sont absentes sur sa crête, signe qu'elle était exposée à cette époque. Des données limitées portent à croire que la hauteur de Tanquary n'était qu'un élément structural positif peu important au Jurassique et au Crétacé.

La partie sud-ouest du bassin de Sverdrup a été peu touchée par la compression du Tertiaire, et forme une vaste plate-forme beaucoup moins épaisse que la partie centrale (fig.14-5). L'axe du bassin est détourné nettement vers le nord-ouest dans la zone sud-ouest (parallèlement à la direction structurale plus ancienne du Dévonien au Carbonifère précoce) et se termine contre la marge continentale actuelle.

Une autre composante du cadre tectonique triasique-valanginien est le bassin de Banks, qui a commencé à subsider au Jurassique tardif. La plus grande partie du remplissage du bassin date du Barrémien et d'époques plus récentes, mais 400 m de strates du Jurassique supérieur gisent à la base de la séquence. Le bassin est relié au bassin de Sverdrup par le graben d'Eglinton, une dépression à orientation nord qui s'est formée au Jurassique moyen. Le bassin de Banks et le graben d'Eglinton étaient bordés à l'est et à l'ouest par des zones terrestres et reliés vers le sud aux mers épicontinentales du continent septentrional.

Cadre tectonique du Hauterivien au Maastrichtien

Le rifting de la croûte au Valanginien-Hauterivien, qui a mené à l'ouverture du bassin amérasiatique et de la baie de Baffin, a changé le régime tectonique dans l'archipel arctique. La carte isopaque des strates hauteriviennes à maastrichtiennes dans l'archipel arctique (fig. 14-6) illustre les éléments tectoniques principaux de cet intervalle de temps. Le bassin de Sverdrup était toujours la principale zone de sédimentation maximale, mais il avait une forme ovale contrairement à celle en patte de chien de l'intervalle s'étendant du Trias au Valanginien. Le bassin de Banks et le graben d'Eglinton se sont étendus et sont devenus des zones de sédimentation maximale plus importantes. En outre, contrairement à l'intervalle précédant, la sédimentation s'est produite sur la vaste plate-forme au sud et à l'est du bassin de Sverdrup.

Deux zones océaniques adjacentes aux îles de l'Arctique se sont formées au Crétacé, soit le bassin amérasiatique au milieu du Crétacé tardif et la baie de Baffin entre le Crétacé tardif et le Tertiaire précoce. Les plates-formes continentales de ces bassins océaniques contiennent vraisemblablement des strates crétacées dans la partie basale des prismes de sédiments de la terrasse continentale. L'épaisseur et la nature de ces dépôts de la fin du Mésozoïque sont inconnues en raison du manque de données.

Le bassin amérasiatique a été séparé des bassins de Sverdrup et de Banks par une vaste arche nommée bordure de Sverdrup (Balkwill, 1978; voir les chapitres 5B, 13). Cette structure positive est interprétée comme étant un épaulement de rift situé en périphérie du bassin océanique amérasiatique. Elle a été mise à découvert sporadiquement au cours du Crétacé, mais la plus grande partie du soulèvement a eu lieu au Crétacé précoce. Les strates mésozoïques ont été tronquées progressivement vers le nord-ouest avant d'être recouvertes par des strates du Crétacé supérieur et Tertiaire.

STRATIGRAPHIE, SÉDIMENTATION ET ÉVOLUTION SÉQUENTIELLE

Trente cycles T-R ont été reconnus dans la succession mésozoïque de l'archipel arctique, dont chacun représente

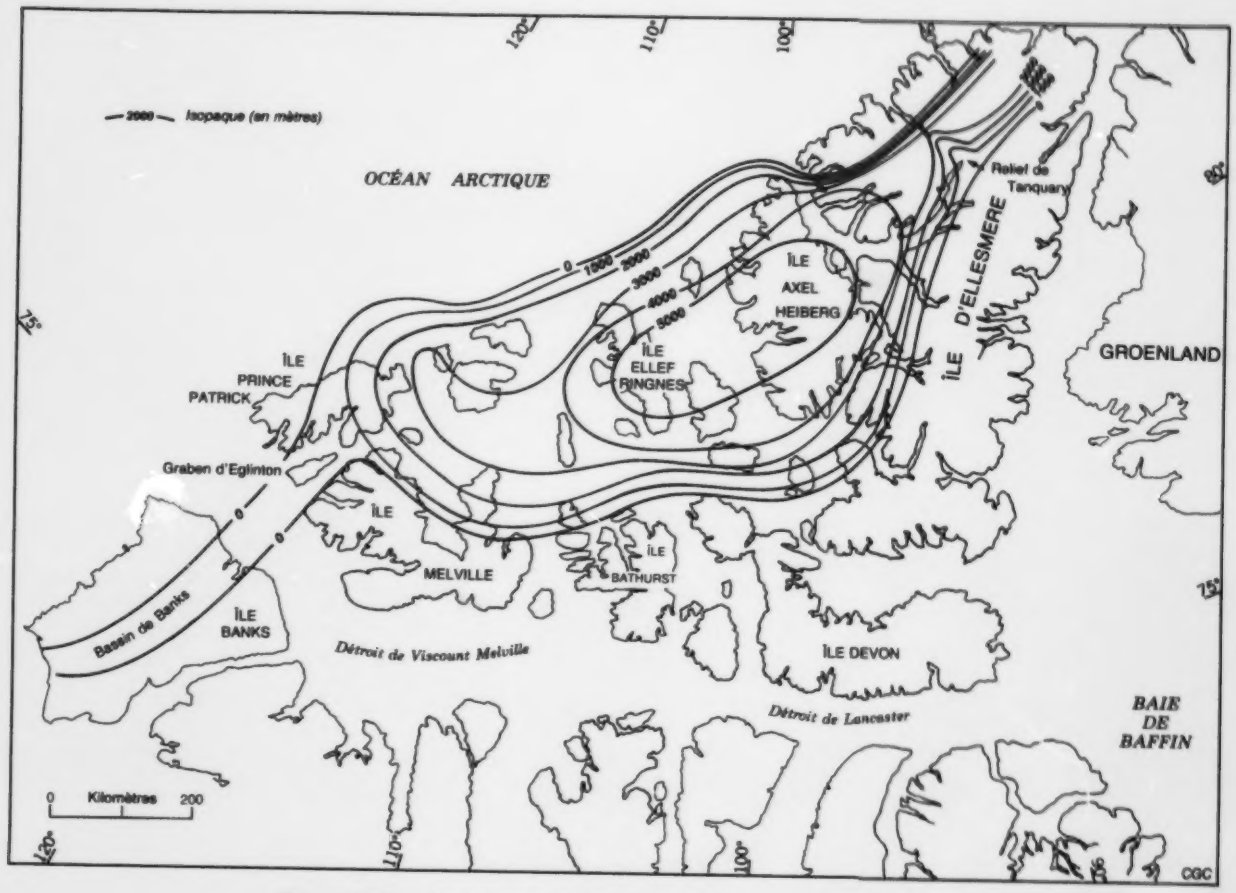


Figure 14-5. Carte isopaque des strates triasiques à valanginiennes.

un intervalle de sédimentation distinct. Les données disponibles sont insuffisantes pour permettre de délimiter chacun de ces cycles à une échelle régionale. Par conséquent, la succession a été divisée en dix intervalles chronostratigraphiques qui sont limités par des événements transgressifs d'importance. Le style de la sédimentation au sein de chaque intervalle est distinctif et contraste souvent nettement avec celui des intervalles adjacents. Les limites de ces intervalles sont indiquées à la figure 14-4. Les sections suivantes décrivent la répartition, l'épaisseur, la stratigraphie, la sédimentologie et la paléogéographie de chaque intervalle.

Limite entre le Permien et le Trias

Au Permien supérieur, la sédimentation a eu lieu uniquement dans le bassin de Sverdrup bien que des fossiles représentant la toute fin du Permien, c'est-à-dire, le Capitanien, le Dzhulfien et le Changhsingien, n'aient pas été trouvés. L'absence apparente de ces étages et la présence, à de nombreux endroits, d'une rupture lithologique prononcée entre les strates permiennes et triasiques ont poussé Tozer (1970a), Nassichuk et al. (1972), Thorsteinsson (1974), et Nassichuk et Davies (chapitre 13) à interpréter la limite entre le Permien et le Trias comme étant une discordance à l'échelle du bassin. Or, l'auteur du présent chapitre a entrepris des études qui l'ont mené à une interprétation différente.

Le long des marges du bassin de Sverdrup, où se situent presque tous les affleurements examinés par les chercheurs antérieurs, le contact entre le Permien et le Trias est très abrupt et il semble nettement s'agir d'une discordance comme l'ont décrit les chercheurs antérieurs. Dans les parties centrales du bassin, des indices portent à croire que le contact est concordant. Ce contact affleure clairement 5 km à l'est du lac Buchanan, dans le centre est de l'île Axel Heiberg. À cet endroit, les strates de la toute fin du Permien sont constituées de shale siliceux gris moyen à foncé qui a dû s'accumuler dans un milieu de talus ou de bassin (Formation de Van Hauen). Les strates sus-jacentes du Trias (Formation de Blind Fiord) sont constituées de shales tendres gris moyen avec de minces unités de siltstone, qui présentent des caractéristiques de turbidites (séquences de Bouma bien formées). Le contact entre le shale permien et le shale triasique est progressif sur un demi-mètre, et la teneur en silice diminue progressivement vers le haut. L'analyse par diffraction de rayons X indique que les minéraux argileux contenus dans les shales

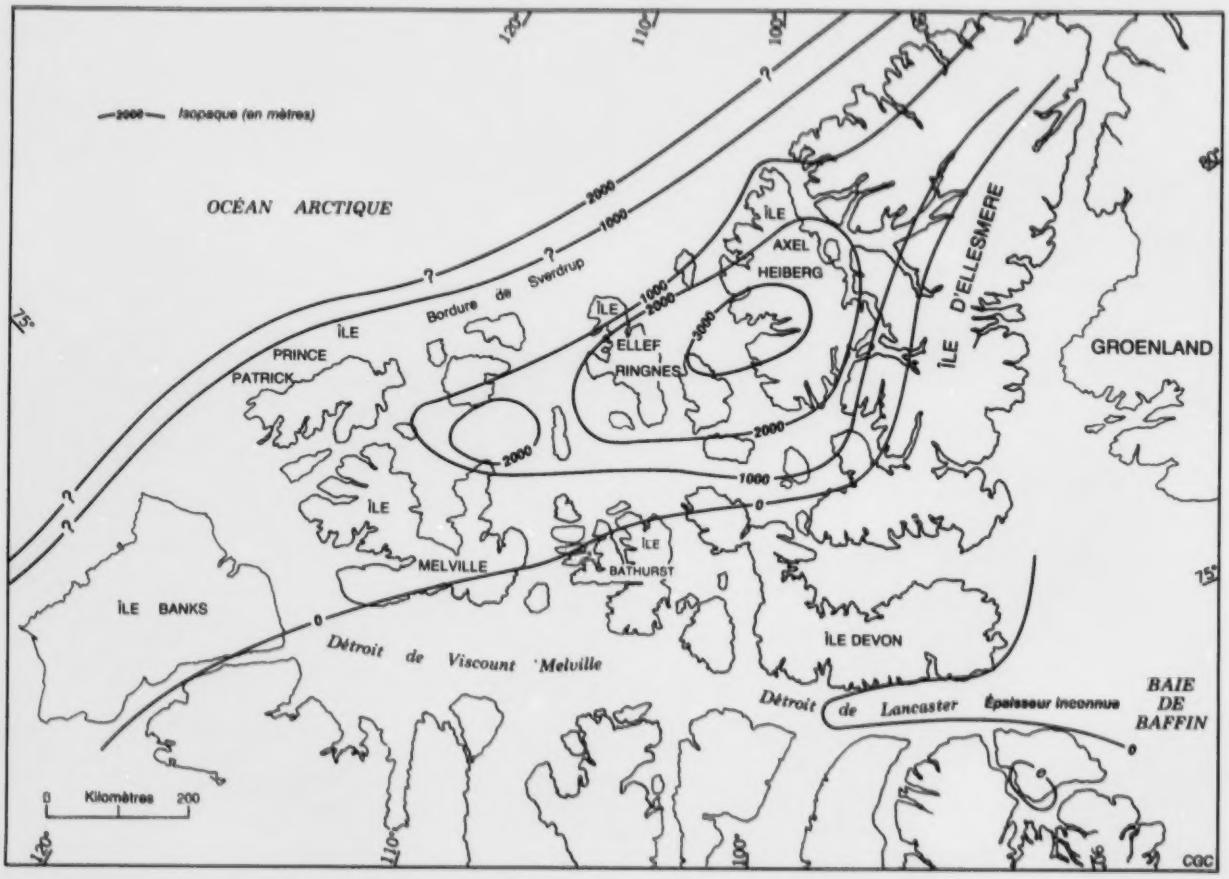


Figure 14-6. Carte isopaque des strates hauteriviennes à maastrichtiennes.

permiens sont les mêmes que ceux des shales triasiques et qu'ils se présentent à peu près dans les mêmes proportions. La seule différence marquée entre les deux types de roches est la présence de silice sous la forme de spicules de spongiaires dans les strates permiennes. La disparition relativement abrupte de cette composante biologique à la limite entre le Permien et le Trias concorde avec un événement majeur d'extinction de la faune à cet endroit.

Des contacts progressifs semblables entre les strates cherteuses du Permien et les shales du Trias sont également reconnus dans un certain nombre de puits forés bien à l'intérieur du bassin (par ex., Depot Point L-24; figure 1, en pochette). Des strates cherteuses affleurantes et en subsurface du sommet de la partie supérieure du Permien ne contiennent aucun fossile biostratigraphiquement utile et demeurent non datées. Les shales triasiques sus-jacents datent du tout début du Trias (Tozer, 1970b). La question de la nature du contact demeurera controversée tant que ces strates cherteuses du sommet de la partie supérieure du Permien n'auront pas été datées. Cependant, selon l'auteur, la présence d'un contact progressif entre des dépôts d'eau profonde structuralement concordants appuie l'interprétation d'une limite stratigraphiquement concordante entre le Permien et le Trias dans une grande partie du bassin de Sverdrup.

Trias précoce

Les strates du Trias inférieur sont largement répandues dans le bassin de Sverdrup, sauf dans l'extrême nord-est, où l'érosion les a fait disparaître au Tertiaire (fig.14-7). De nombreux repères en surface et en subsurface sont disponibles dans la majeure partie du bassin. La carte isopaque du Trias inférieur (fig. 14-7) montre qu'il y avait deux principales zones de sédimentation maximale, l'une centrée sur la presqu'île Sabine, dans l'île Melville, et l'autre sur la péninsule Fosheim, dans l'île d'Ellesmere. Les épaisseurs dépassent 2 000 m dans ces zones mais sont habituellement inférieures à 1 200 m ailleurs. Une troisième zone de sédimentation maximale pourrait se trouver dans la région de l'île Cornwall, mais de plus amples données sont nécessaires pour confirmer sa présence. Les strates du Trias inférieur s'amincissent nettement sur les flancs de la hauteur topographique de Tanquary et sont absentes sur sa crête.

Deux formations comprennent des strates du Trias inférieur, la Formation de Blind Fiord, où prédominent du

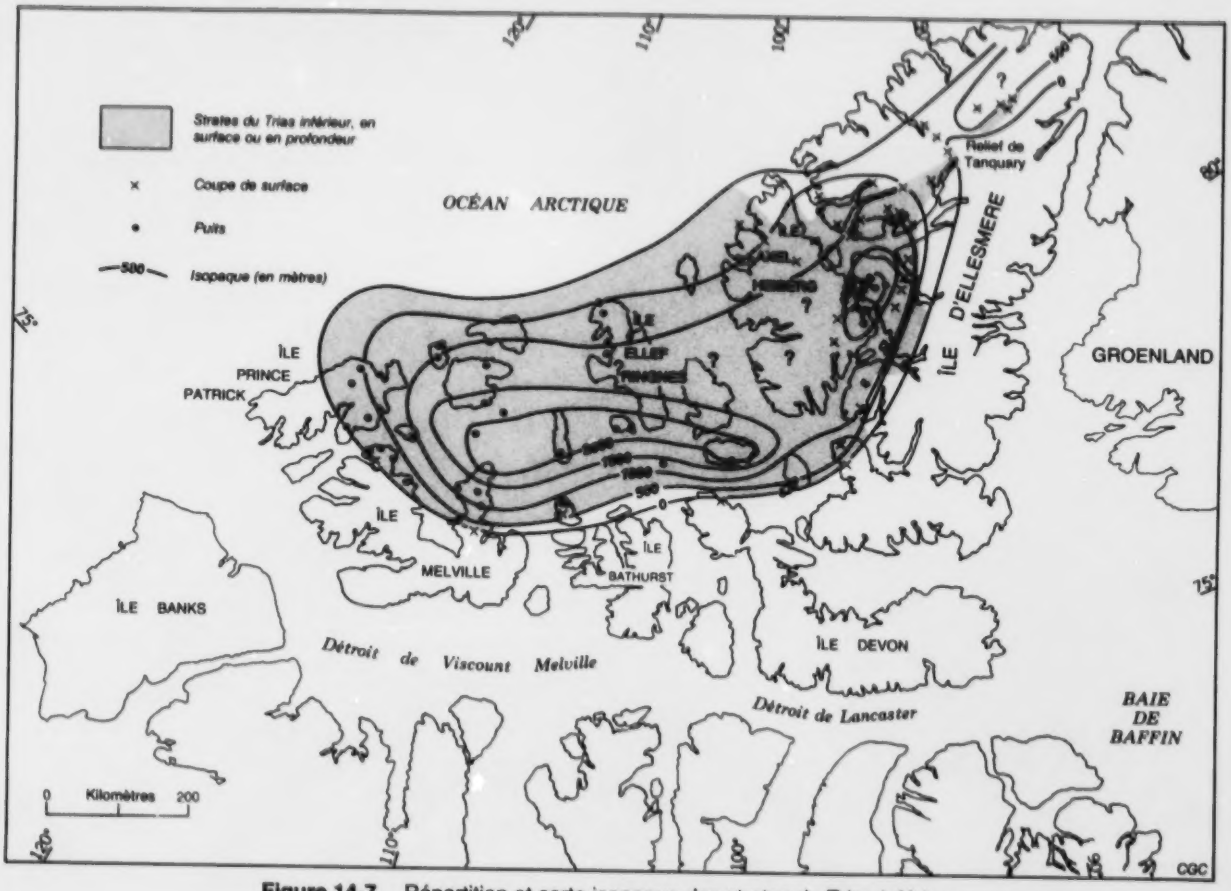


Figure 14-7. Répartition et carte isopaque des strates du Trias inférieur.

shale et du siltstone, et la Formation de Bjorne à prédominance de grès. Le long des marges sud et est du bassin, la Formation de Blind Fiord forme un mince intervalle basal de shale et de siltstone de teinte gris-vert moyen à foncé qui se serait accumulé sur une plate-forme externe. La formation repose en discordance sur des strates permiennes et est recouverte progressivement par la Formation de Bjorne. Cette dernière présente des changements prononcés d'épaisseur et de faciès le long des marges sud et est (fig. 14-8). Elle a plus de 1 000 m d'épaisseur dans les zones de sédimentation maximales et se compose principalement de grès de grain fin à grossier avec quelques intercalations de shale rouge et de siltstone (fig.14-9). Les dépôts proviennent surtout de cours d'eau anastomosés, mais on y trouve également des sédiments de front deltaïque. Dans la région à l'est, un maximum de deux unités de shale et siltstone mises en place sur une plate-forme externe s'observent au sein de la Formation de Bjorne.

La Formation de Bjorne s'amincit vers le bassin en raison d'un changement de faciès au shale et siltstone de la Formation de Blind Fiord (fig.14-10). Cette formation comprend toute la séquence du Trias inférieur dans le centre et le nord du bassin. Aux endroits où elle se trouve sous-jacente ou en bordure de la Formation de Bjorne, des unités de grès de grain très fin à fin mises en place sur une plate-forme marine (en partie transportées pendant des tempêtes) sont interstratifiées avec du shale et du siltstone. Plus loin vers le bassin, les grès sont absents et bon nombre des unités de siltstone présentent des caractéristiques de turbidites, signe qu'elles se seraient accumulées en eau profonde, dans un milieu se situant entre le talus et le bassin. Dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere et le nord de l'île Axel Heiberg, la Formation de Blind Fiord comporte trois membres, ceux de Confederation Point, de Smith Creek et de Svartfjeld (fig.14-8; Embry, 1986a). Chaque membre se compose principalement de shale dans sa partie inférieure et de siltstone dans sa partie supérieure (fig.14-11). Dans les régions près de l'axe du bassin, le Membre de Svartfjeld comprend surtout du shale bitumineux noir. Sur la marge nord-ouest du bassin, des unités de grès réapparaissent dans la Formation de Blind Fiord (fig.14-10). Au nord-est, les strates forment des biseaux d'aggradation sur la hauteur de Tanquary, et de minces intervalles de shale, de siltstone et de grès à grain très fin, limités par des discordances, entourent la crête de cette hauteur topographique (fig.14-8).

Trois cycles de transgression-régression sont reconnus dans les strates du Trias inférieur, leur contact étant situé à la base des membres de Smith Creek et de Svartfjeld.

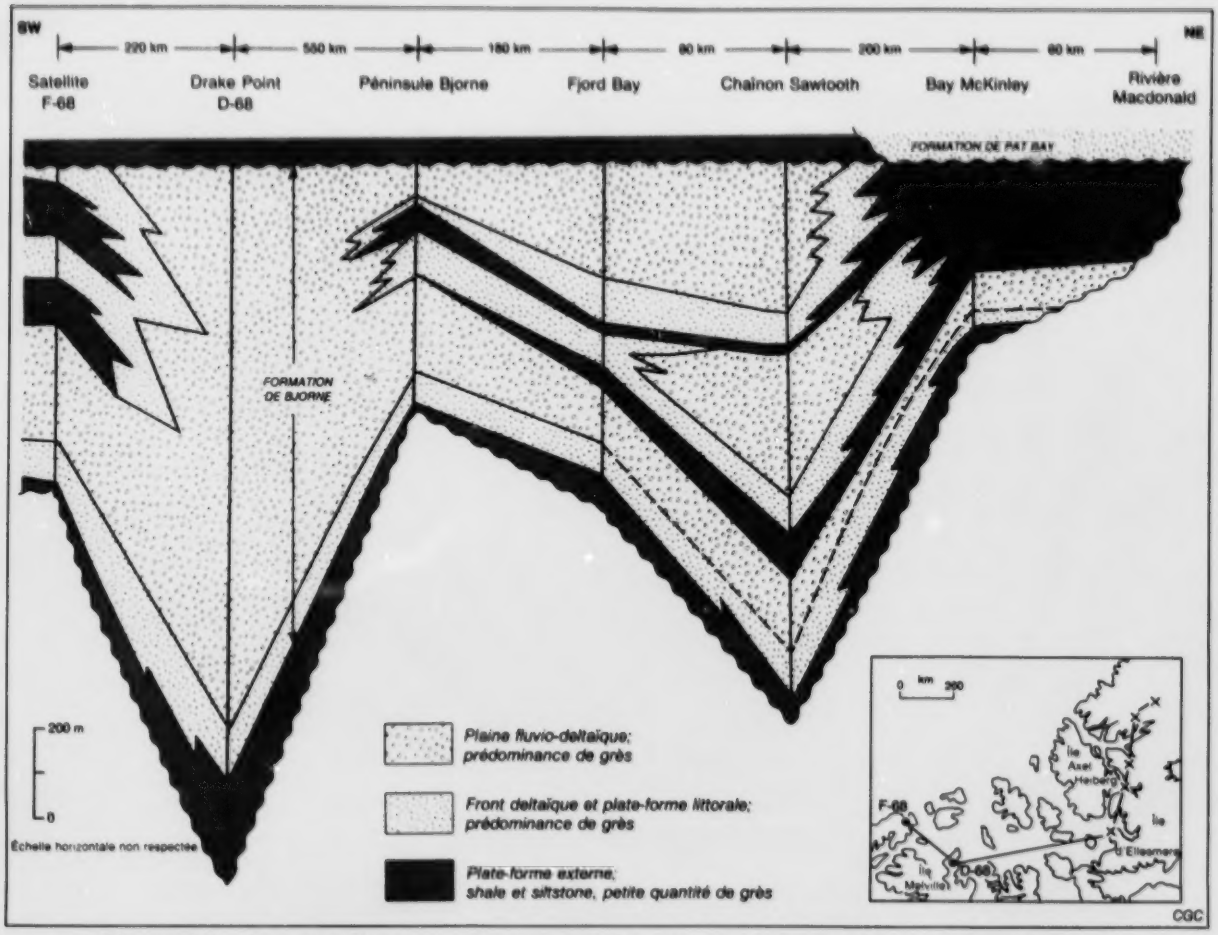


Figure 14-8. Coupe stratigraphique des strates du Trias inférieur le long des flancs sud et est du bassin de Sverdrup.

Sur la marge nord-ouest du bassin, une unité de grès repose au sommet du cycle inférieur. Le cycle basal remonte au Griesbachien et au Dienérien, le cycle du milieu au Smithien et le cycle supérieur, à la fin du Smithien et au Spathien.

Avant d'analyser l'évolution séquentielle du Trias précoce, il est important d'examiner brièvement la topographie du bassin au début du Trias. Au cours du Permien tardif, le bassin de Sverdrup était entouré de plates-formes épicontinentales, et un bassin profond occupait son centre. Le niveau marin relatif a baissé à la toute fin du Permien, et les plates-formes du bassin ont été mises à découvert, phénomène qui a entraîné une discordance régionale au sommet de la séquence permienne sur les marges du bassin.

La mer a transgressé les plates-formes du bassin de Sverdrup au tout début du Mésozoïque, et la ligne de rivage s'est avancée jusqu'à environ les limites actuelles du bassin. Suite à la transgression, il y a eu établissement de deux centres deltaïques, alimentés par des rivières coulant de l'est et du sud. Les vitesses de sédimentation étaient élevées dans ces zones de sédimentation maximale, et des plaines deltaïques caractérisées par des cours d'eau anastomosés sableux (Formation de Bjorne) ont progradé dans le bassin. Des dépôts argileux épais de plate-forme continentale, de talus et de bassin ont commencé à remplir le bassin du centre (Formation de Blind Fiord). Une région source peu importante se trouvait également au nord-ouest du bassin à cette époque, comme en témoigne la présence d'une unité de grès épicontinental dans le nord de l'île Axel Heiberg.

Le niveau marin relatif s'est également élevé au tout début et à la toute fin du Smithien. Le delta oriental a été presque complètement submergé, tandis que seul la limite inférieure du delta occidental a été inondée. La sédimentation deltaïque s'est poursuivie après les transgressions, et des deltas sableux ont encore une fois progradé vers la mer (Formation de Bjorne). Ils ont atteint leur étendue maximale à la fin du Spathien (fig.14-12). À cette époque, la séquence du Trias inférieur avait comblé une bonne partie de la section ouest du bassin de Sverdrup, mais des milieux marins profonds existaient encore dans

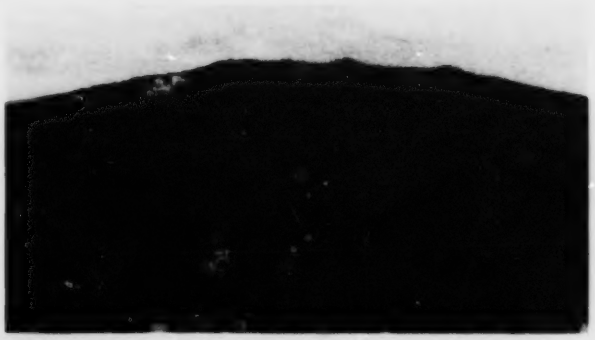


Figure 14-9. Falaise côtière de la Formation de Bjorne, formée principalement de grès de grain fin à moyen et à stratification oblique de cours d'eau anastomosés. Le Membre de Smith Creek (shale et siltstone de plate-forme marine) est trouvé dans le premier tiers supérieur de la coupe (SC). La bande noire dans le Membre de Smith Creek est un filon-couche de diabase. Nord de l'Île d'Ellesmere.

le centre du bassin. Une hausse du niveau marin qui a eu lieu au début du Trias moyen, a submergé les centres deltaïques du Trias inférieur et a marqué le début d'un nouveau régime sédimentaire.

Trias moyen

Des strates du Trias moyen se manifestent dans une grande partie du bassin de Sverdrup sauf dans le nord-est de l'île d'Ellesmere, où un seul affleurement a été découvert (fig. 14-13). Les affleurements abondent dans la partie est du bassin de Sverdrup, et on dispose de données provenant de puits pour la partie ouest. Ce n'est que dans le centre du bassin qu'il n'existe aucun contrôle stratigraphique. Sur les flancs du bassin, les strates du Trias moyen ont généralement moins de 300 m d'épaisseur (fig. 14-13). Dans le centre du bassin, les épaisseurs pourraient être beaucoup plus importantes que ce qui est illustré, mais aucune donnée n'est disponible pour cette région. L'absence de strates du Trias moyen sur une vaste étendue de la hauteur de Tanquary indique que cette structure s'est agrandie

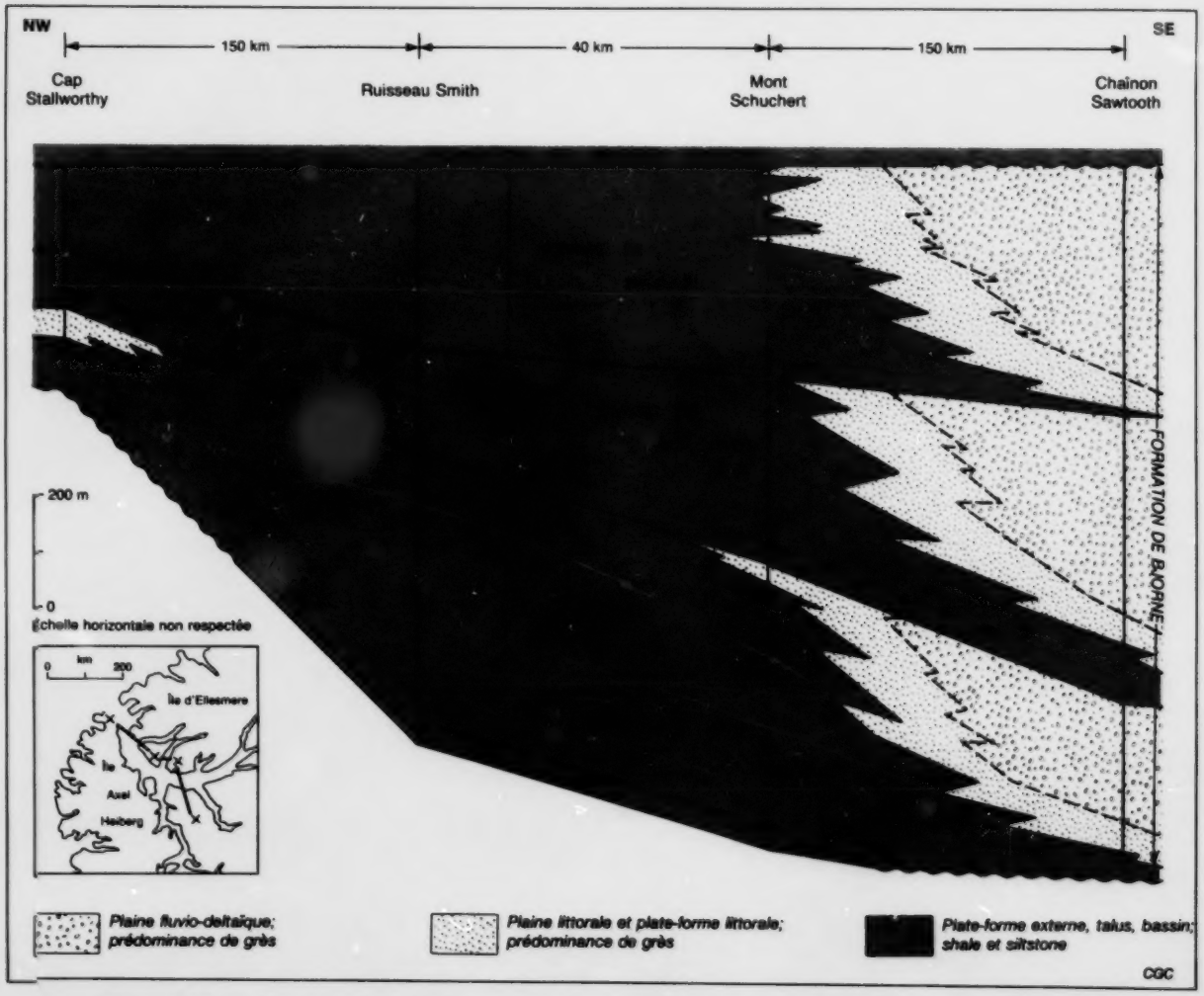


Figure 14-10. Coupe stratigraphique nord-ouest-sud-est des strates du Trias inférieur dans la partie est du bassin de Sverdrup.

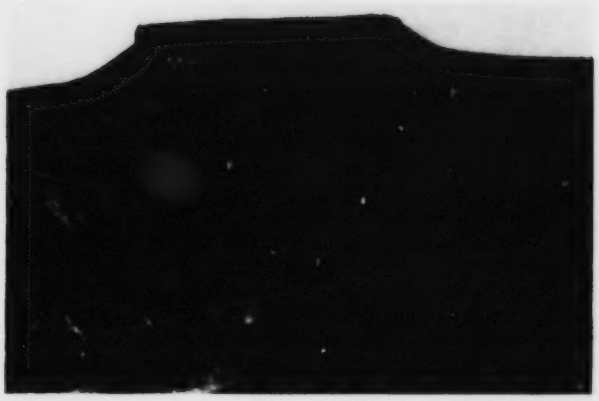


Figure 14-11. Trois membres de la Formation de Blind Fiord dans le nord de l'île d'Ellesmere; CP = Confederation Point, SC = Smith Creek, S = Svartfjeld. La Formation de Murray Harbour (MH) repose sur la Formation de Blind Fiord.

considérablement au cours de cette période. Il est à noter que l'halocinèse était active dans le bassin à cette époque (Balkwill, 1978), et que des variations brusques de l'épaisseur sont associées au développement synsédimentaire de ces structures salifères. De telles structures locales ne sont illustrées ni à la figure14-13, ni sur les cartes isopaques subséquentes.

Dans la plupart des régions le long des flancs sud et est du bassin, les strates du Trias moyen font partie des formations de Murray Harbour et de Roche Point (fig. 14-14). La Formation de Murray Harbour est constituée de shale et de siltstone de teinte gris moyen à très foncé et de quantités plus petites de grès très fin de plate-forme externe. Le contact basal de la Formation de Murray Harbour et des grès sous-jacents de la Formation de Bjorne est discordant aux marges du bassin mais concordant plus loin à l'intérieur du bassin.

Les grès de la Formation de Roche Point recouvrent en concordance les pélites de la Formation de Murray Harbour. La Formation de Roche Point peut normalement être divisée en quatre membres dont trois remontent au

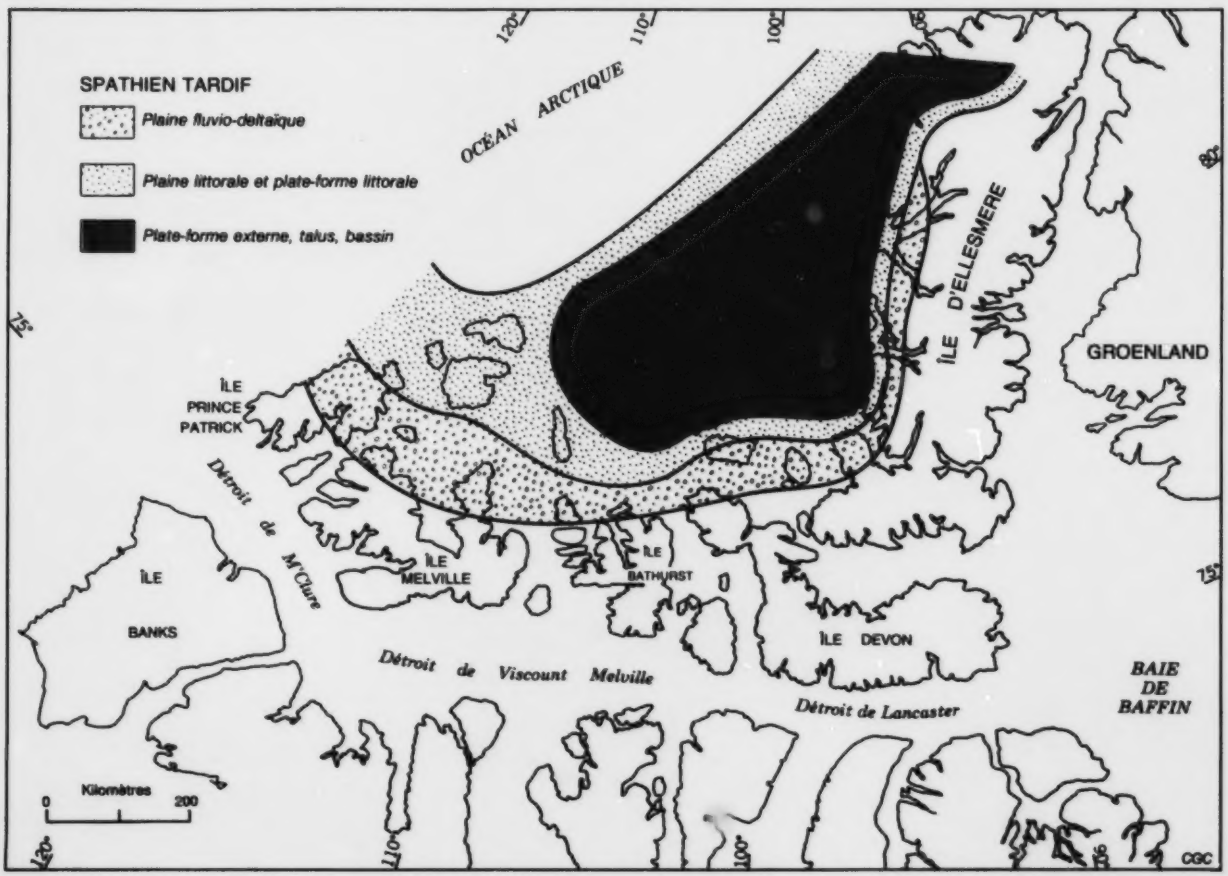


Figure 14-12. Paléogéographie du Spathien tardif.

Trias moyen. Le membre inférieur (Eldridge Bay) est composé d'une interstratification de grès de grain très fin à moyen, de siltstone et de shale. Les lithologies sont habituellement disposées en cycles à granoclassement inverse d'origine épicontinentale. Au-dessus de l'ancien centre deltaïque du Trias inférieur dans la partie ouest du bassin de Sverdrup, des cycles à granoclassement normal de shales rouges et de siltstone de plaine deltaïque se distinguent dans le Membre d'Eldridge Bay.

Le membre sus-jacent de Cape Caledonia se compose de shale et de siltstone de teinte gris moyen à foncé. Des unités de shale contiennent habituellement une abondance de matériel organique, et les strates se sont accumulées sur une plate-forme externe.

Le Membre de Chads Point est constitué de grès calcaire de grain très fin à moyen, avec quelques intercalations de shale, de siltstone et de calcaire bioclastique. Ces strates sont d'origine épicontinentale. Le contact du Membre de Chads Point et des strates carniennes sus-jacentes est discordant sur les marges du bassin et les flancs de la hauteur de Tanquary.

Du côté du bassin, le contact supérieur des strates du Trias moyen devient concordant (fig. 14-14), et les unités de grès s'amincissent en raison d'un changement de faciès à du shale et à du siltstone. Sur une grande partie du centre et du nord du bassin, la Formation de Murray Harbour présente toute la séquence du Trias moyen. Dans ces régions, la formation est constituée de shale bitumineux noir avec des nodules de phosphate abondants dans la partie inférieure; du mudstone calcaire silteux coiffe généralement la séquence (fig. 14-15). Ces strates se sont accumulées dans un milieu de plate-forme externe, de talus continental et de bassin.

Deux cycles de transgression-régression sont reconnus dans les strates du Trias moyen, et le contact qui les sépare est situé à la base du Membre de Cape Caledonia. Ce contact peut souvent être retracé vers l'intérieur du bassin jusque dans la Formation de Murray Harbour. Le cycle inférieur date de l'Anisien et le cycle supérieur, du Ladinien.

L'évolution séquentielle du Trias moyen a commencé avec une hausse du niveau marin qui a submergé les deltas du Trias inférieur et déplacé les lignes de rivage sur une grande distance en direction du continent. Après la transgression, l'apport de sédiments dans le bassin de Sverdrup a été considérablement inférieur à ce qu'il avait

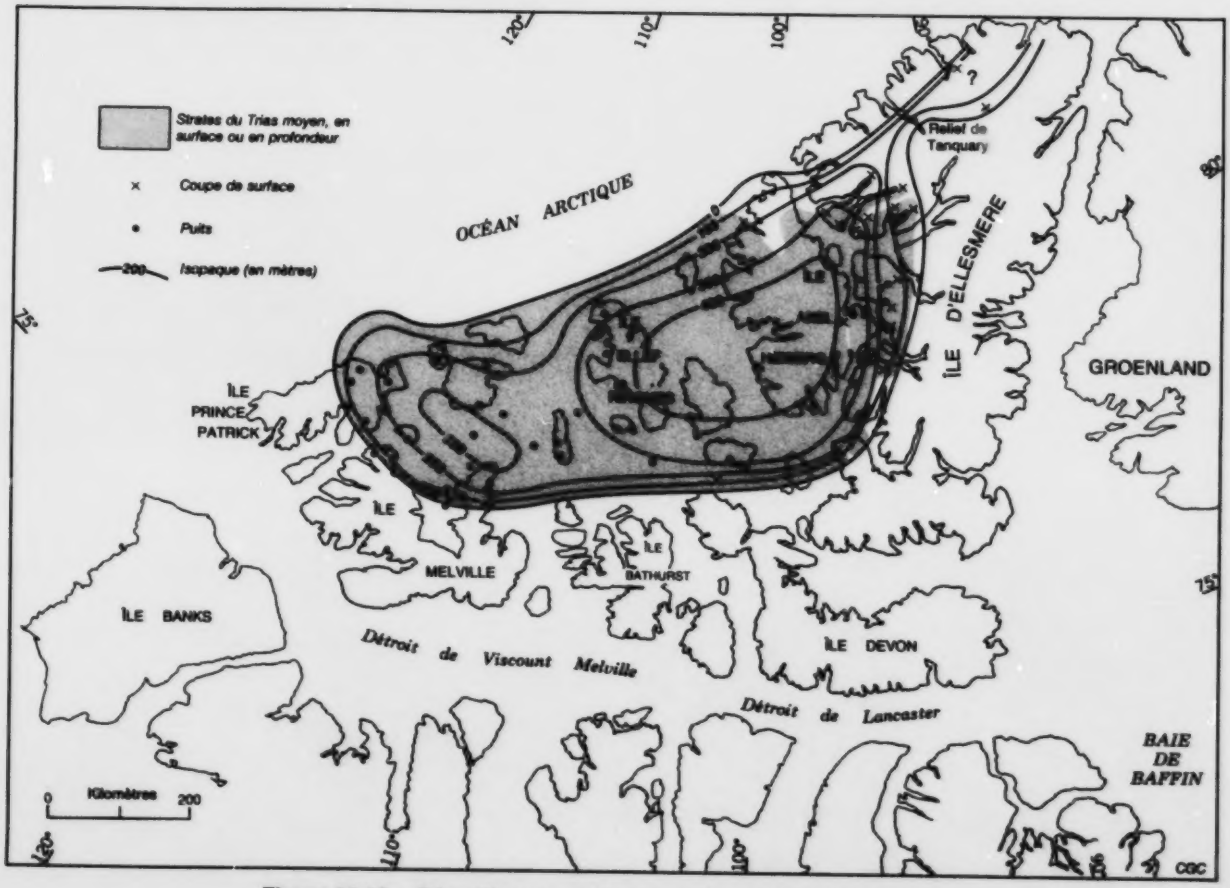


Figure 14-13. Répartition et carte isopaque des strates du Trias moyen.

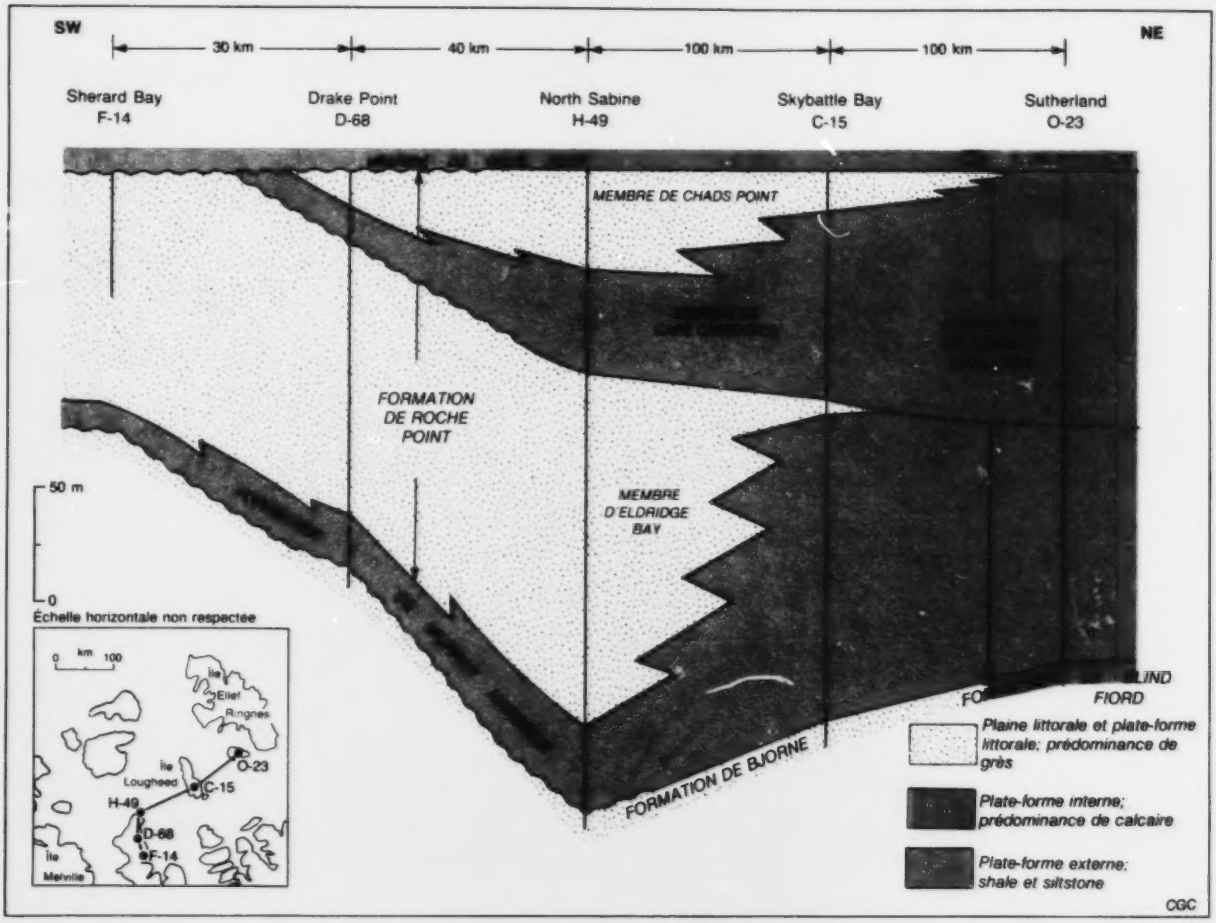


Figure 14-14. Coupe stratigraphique sud-ouest-nord-est des strates du Trias moyen dans le bassin de Sverdrup.

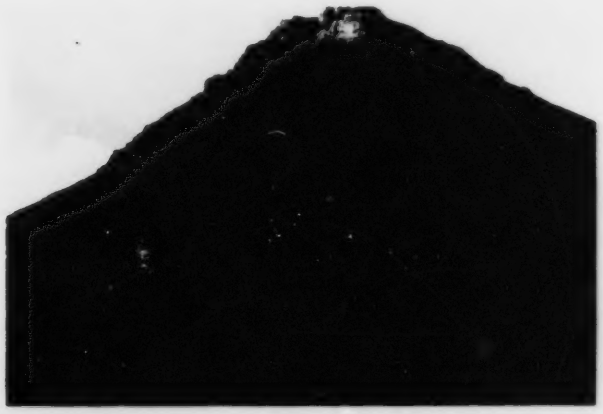


Figure 14-15. Shale bitumineux foncé sous-jacent à un siltstone calcareux et à un calcaire silteux dans une séquence régressive globale, Formation de Murray Harbour à proximité du fjord Blind, dans le sud de l'île d'Ellesmere.

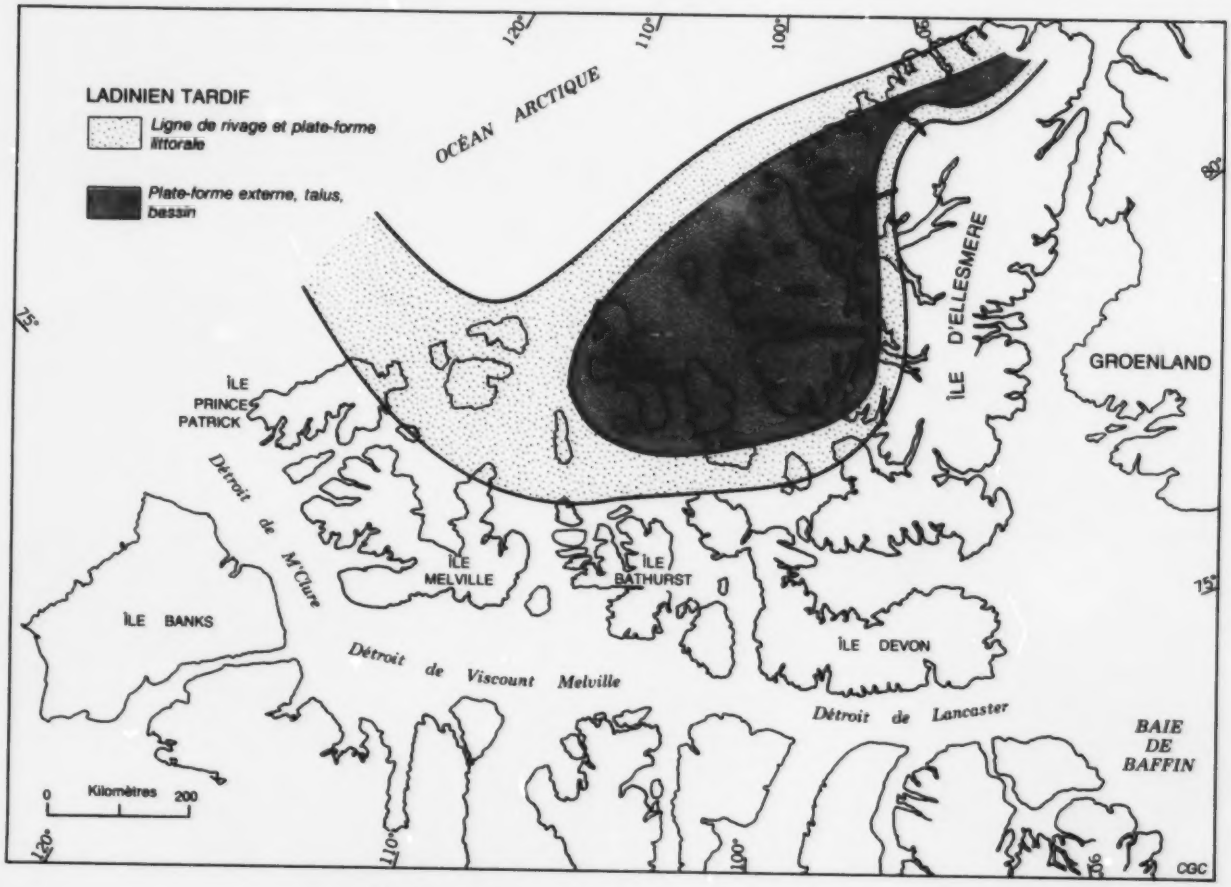


Figure 14-16. Paléogéographie du Ladinien tardif.

été pendant le Trias précoce. L'apport de sédiments a été concentré dans le centre deltaïque ouest du Trias précoce, mais les deltas de l'Anisien étaient petits et n'ont progradé que sur une courte distance vers le bassin (Membre d'Eldridge Bay). Des sables épicontinentaux (Membre d'Eldridge Bay), dérivés principalement de petites rivières, ont dominé les marges du bassin. Ils ont progressé sur des boues et silts de plate-forme d'eau profonde (Formation de Murray Harbour) au cours de l'Anisien.

Le niveau marin s'est élevé au tout début du Ladinien, et une bonne partie de la marge du bassin est devenue une plate-forme externe. Au cours du Ladinien, des sables de rivage et de plate-forme épicontinentale (Membre de Chads Point) ont progradé vers l'intérieur du bassin sur des boues et silts de plate-forme externe (Membre de Cape Caledonia). Une vaste région au-dessus de la hauteur de Tanquary a été mise à découvert au cours de cette régression.

La figure14-16 illustre la paléogéographie à la fin du Ladinien, lorsque la régression avait atteint son maximum. La bordure de la plate-forme ne s'était déplacée que légèrement vers le bassin pendant le Trias moyen à cause des apports relativement faibles de sédiments. Un bassin profond existait encore dans le centre du bassin de Sverdrup. Des conditions anoxiques prévalaient au fond du bassin et dans les parties externes des plates-formes au Trias moyen, comme en témoigne le contenu élevé en matières organiques conservées dans ces dépôts.

Carnien

Les strates carniennes sont très répandues dans le bassin de Sverdrup. Le contrôle stratigraphique est possible surtout grâce à des affleurements en surface à l'est et à des puits à l'ouest (fig.14-17). Les sédiments du Carnien ont disparu dans la majeure partie du nord-est du bassin. Ils ont moins de 600 m d'épaisseur sur les flancs du bassin mais s'épaississent brusquement pour atteindre plus de 1 400 m vers le centre (fig.14-17). La stratigraphie est inconnue dans une grande partie du centre du bassin, et il est donc impossible de savoir si de telles épaisseurs se reproduisent partout à cet endroit. Les strates carniennes ont généralement moins de 50 m d'épaisseur sur la plus grande partie de la hauteur de Tanquary et sont absentes sur la crête de l'arche.

L'intervalle du Carnien comprend trois formations, le Membre de Gore Point à prédominance de calcaire de la Formation de Roche Point, la Formation de Pat Bay à prédominance de grès et la Formation de Hoyle Bay à prédominance de shale et de grès. Sur les flancs sud du bassin, la Formation de Hoyle Bay se divise en deux membres, ceux d'Eden Bay et de Cape Richards (fig. 14-18; Embry, 1984b).

Le membre supérieur de la Formation de Roche Point, appelé Membre de Gore Point, est composé principalement de calcaire bioclastique dans lequel les principaux éléments squelettiques sont des fragments de pélécypodes et de crinoïdes. La partie supérieure du membre est habituellement argileuse, et des couches de grès calcareux se manifestent à certains endroits au nord. Le Membre de Gore Point recouvre en discordance les strates du Trias moyen sur la marge sud du bassin mais le contact devient concordant vers l'intérieur du bassin (fig. 14-18).

Le Membre d'Eden Bay de la Formation de Hoyle Bay se compose d'une interstratification de shale bitumineux foncé, de calcaire micritique et de siltstone, le contenu en calcaire augmentant vers le sommet. La teneur en calcaire diminue vers le nord, mais en revanche des intercalations de siltstone calcareux deviennent plus communes. Dans l'extrême sud-ouest du bassin, le membre est constitué presque complètement de shale de teinte gris foncé à noir.

Le membre sus-jacent de Cape Richards consiste surtout en du shale et du siltstone gris foncé interstratifiés. Les interstrates de shale bitumineux et de calcaire qui caractérisent le Membre d'Eden Bay y sont généralement absentes.

Le Membre de Gore Point représente des dépôts épicontinentaux qui se sont accumulés lorsque l'apport de sédiments clastiques était faible. Les membres sus-jacents d'Eden Bay et de Cape Richards sont des dépôts de plate-forme continentale externe.

La Formation de Pat Bay, d'origine épicontinentale, recouvre en concordance la Formation de Hoyle Bay et se compose principalement de grès de grain très fin à fin et parsemé de terriers. Des unités minces de siltstone et de shale gisent au sein de la formation, dont une bonne partie s'est accumulée sous le niveau de base des vagues de tempête. Comme le montre la figure 14-18, la Formation de Pat Bay s'épaissit vers le nord et est équivalente au Membre de Cape Richards et à une partie du Membre d'Eden Bay. À en juger par ces relations stratigraphiques, dans la partie ouest du bassin de Sverdrup, la source principale des sédiments a dû se trouver au nord.

Dans l'est du bassin de Sverdrup, la Formation de Pat Bay est présente le long des marges est et nord du bassin, mais absente dans une grande partie du centre, où la Formation de Hoyle Bay constitue toute la séquence carnienne. La Formation de Pat Bay est composée de cycles à granoclassement inverse de shale, de siltstone et de grès de grain très fin à grossier d'origine épicontinentale (fig. 14-19). La Formation de Hoyle Bay comprend surtout du shale silteux de teinte gris moyen à foncé avec des intercalations de siltstone et de calcaire micritique. Ces strates proviennent d'un milieu allant de la plate-forme externe au talus continental et représentent le remplissage majeur du bassin central. Au nord-est, les strates carniennes forment des biseaux d'aggradation sur la hauteur de Tanquary. Des grès de la Formation de Pat Bay se distinguent près de la crête de la hauteur de Tanquary et reposent en discordance sur des strates du Trias inférieur.

Trois cycles de transgression-régression sont reconnus dans la séquence du Carnien, et leurs contacts se situent à la base des membres d'Eden Bay et de Cape Richards de la Formation de Hoyle Bay. Le contact entre les membres d'Eden Bay et de Cape Richards se prolonge jusque dans la Formation de Pat Bay, où il se présente à la base d'un shale. Les cycles datent du tout début du Carnien, du début du Carnien et de la fin du Carnien, respectivement.

La sédimentation carnienne a commencé avec une hausse du niveau marin qui a réduit les apports de matériaux clastiques dans le bassin. Par suite de cet événement, il y a eu accumulation de sable calcaire sur les plates-formes épicontinentales du bassin (Membre de Gore Point), et de boue calcaire et d'argile bitumineuse à une plus grande distance du rivage. Pendant la régression subséquente, des sables épicontinentaux (partie inférieure

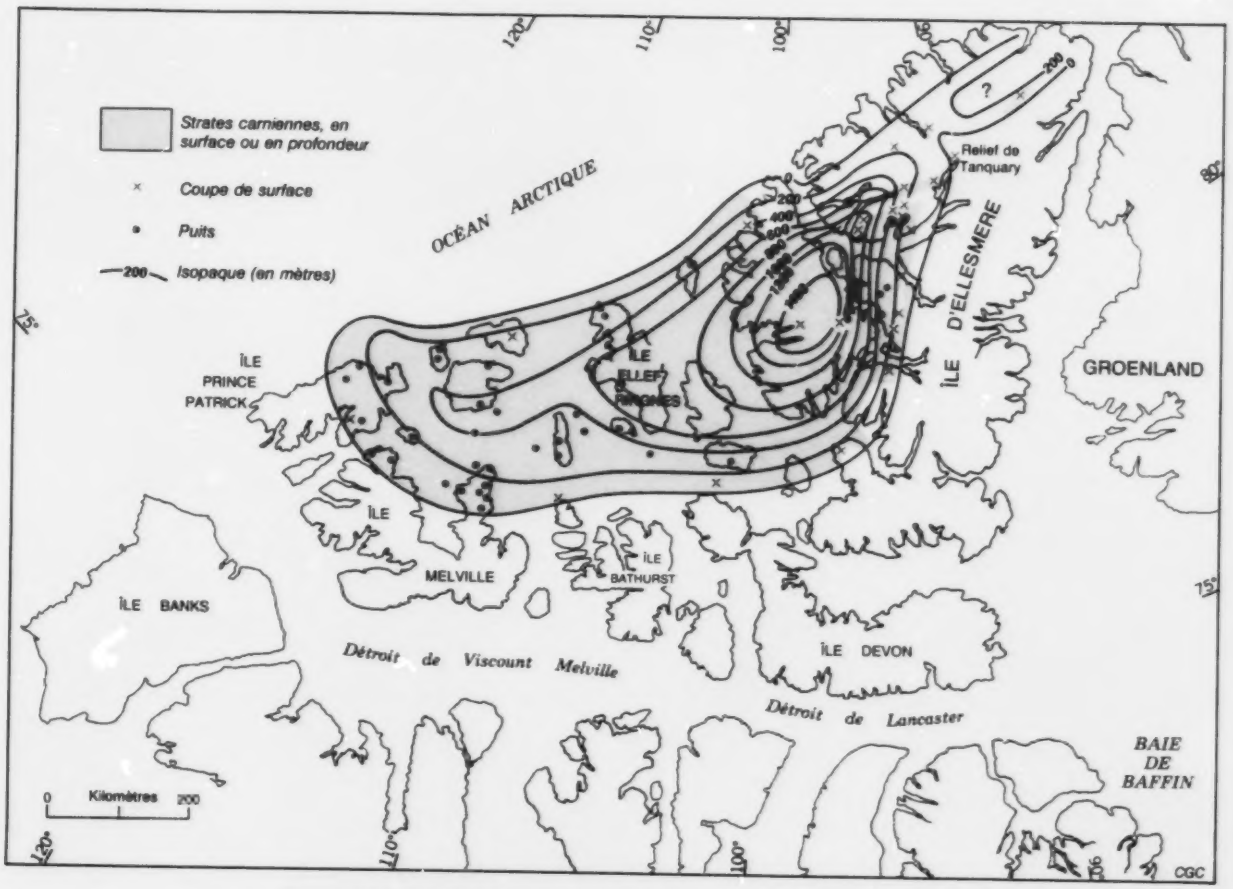


Figure 14-17. Répartition et carte isopaque des strates carniennes.

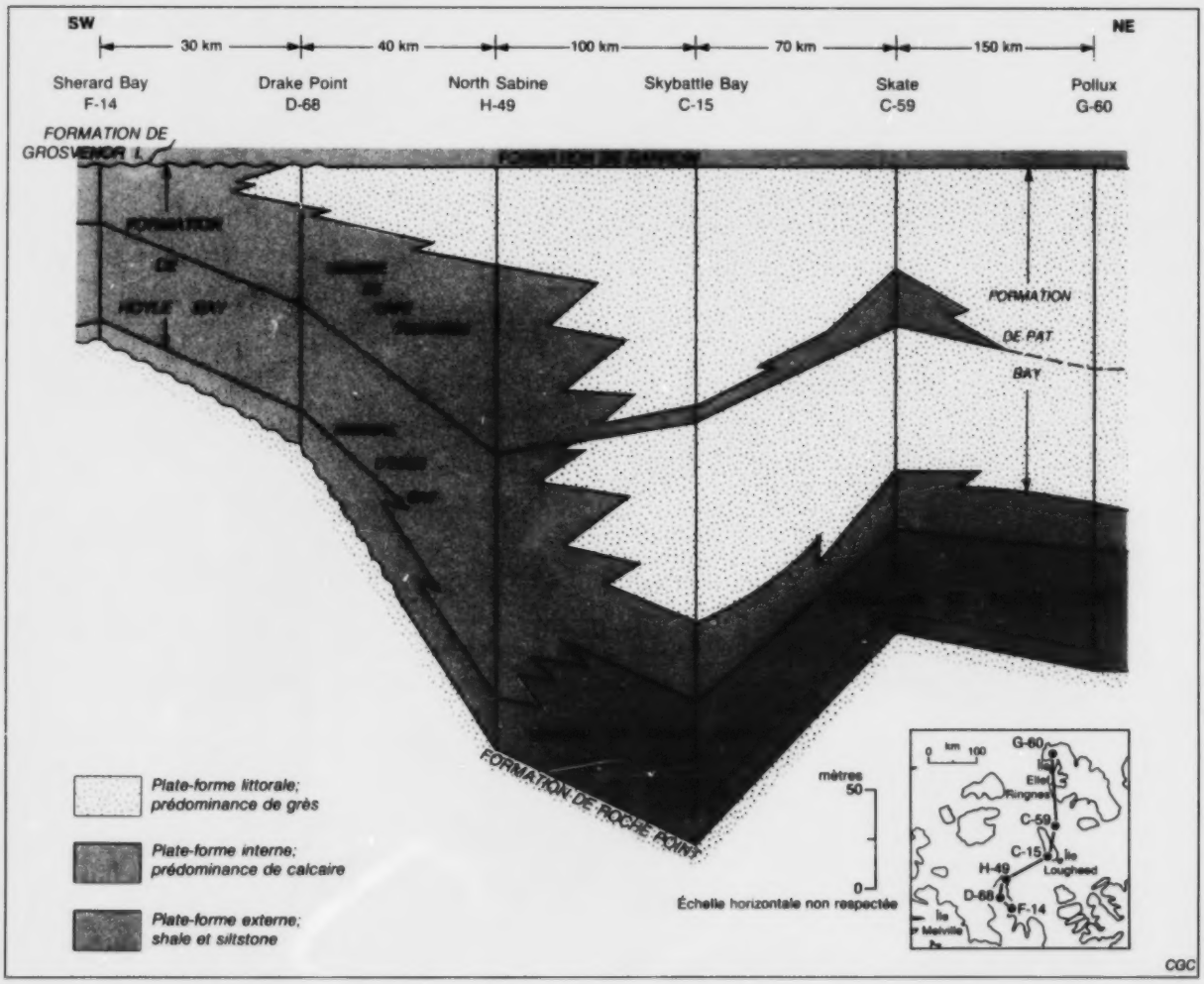


Figure 14-18. Coupe stratigraphique sud-ouest-nord-est des strates carniennes dans la partie ouest du bassin de Sverdrup.

Figure 14-19. Affleurement de strates carniennes à la baie Esayoo, dans le nord de l'île d'Ellesmere. Le calcaire transgressif mince du Membre de Gore Point repose en discordance sur un shale ladinien; MH = Formation de Murray Harbour, GP = Membre de Gore Point, Formation de Roche Point, HP = Formation de Hoyle Bay, PB = Formation de Pat Bay, B = Formation de Barrow.

de la Formation de Pat Bay) ont progradé vers le bassin sur des boues et silts de la plate-forme externe et du talus continental (Formation de Hoyle Bay). Les principales sources de sédiments étaient les marges nord et est du bassin. Des boues calcaires et des argiles bitumineuses se sont accumulées sur la marge sud-ouest du bassin, dans un milieu de plate-forme à faible remplissage sédimentaire (Membre d'Eden Bay).

Une hausse du niveau marin au milieu du Carnien a entraîne l'inondation des marges du bassin. À la fin du Carnien, des sables épicontinentaux (partie supérieure de la Formation de Pat Bay) ont une fois de plus progressé vers le bassin sur des dépôts de la plate-forme externe et du talus continental (Membre de Cape Richards, Formation de Hoyle Bay). À la fin du Carnien, la limite inférieure de la plate-forme s'était déplacée considérablement en direction du bassin par suite du comblement majeur du bassin par des dépôts de talus continental. À cette époque, des sables épicontinentaux tapissaient une bonne partie de l'ouest du bassin de Sverdrup (fig.14-20).

Du Norien au tout début du Toarcien

Les strates du sommet de la partie supérieure du Trias au Jurassique inférieur affleurent en terrain montagneux à de nombreux endroits dans l'est du bassin de Sverdrup. À l'ouest, les strates se situent principalement dans la subsurface et ont été pénétrées par de nombreux puits (fig.14-21). L'épaisseur des strates dépasse 2 000 m dans toute la partie centrale du bassin et peut, par endroits, dépasser 3 000 m (fig.14-21). Les épaisseurs ont un ordre de magnitude inférieur à ces chiffres dans la partie ouest du bassin.

La stratigraphie de cet intervalle de temps est complexe (voir la fig. 14-4). Dans l'est et le centre du bassin, deux formations (Barrow et Heiberg) constituent la succession sédimentaire. La Formation de Barrow se remarque également à l'ouest mais à cet endroit, la Formation de Heiberg est considérée comme étant un groupe composé de cinq formations.

Dans l'est et le centre du bassin de Sverdrup, la Formation de Barrow est constituée de shale silteux et de siltstone de teinte gris moyen mis en place dans des milieux de prodelta et de talus continental. Les strates représentent le remplissage pélitique du bassin central. La Formation de Barrow repose en concordance sur des strates carniennes dans la majeure partie de la région, mais recouvre les strates carniennes sur les marges du bassin et la hauteur de Tanquary (fig. 14-22).

Les grès de la Formation de Heiberg recouvrent en concordance les pélites de Barrow dans l'est et le centre du bassin de Sverdrup. La formation se divise en trois membres, ceux de Romulus, de Fosheim et de Remus (Embry, 1983a). Le membre inférieur, celui de Romulus, se compose de cycles à granoclassement inverse de grès de grain très fin à fin, de siltstone et de shale, tous mis en place dans un milieu de front deltaïque (fig. 14-23).

Le membre sus-jacent de Fosheim est constitué surtout de grès de grain fin à moyen avec des quantités variables de siltstone carboné, de shale et de charbon. Des cycles à granoclassement normal de cours d'eau méandriques et des cycles peu épais à granoclassement inverse de remplissage de baie se trouvent dans le membre dans l'est du bassin de Sverdrup, et constituent ensemble un milieu de plaine deltaïque (fig. 14-24). Au centre du bassin de Sverdrup, le Membre de Fosheim est composé principalement de grès de cours d'eau anastomosés qui s'est accumulé dans un milieu de plaine fluvio-deltaïque.

Le Membre de Remus, caractérisé par des couches de formation ferrifère à couleur d'altération rouge et du grès hématitique, coiffe la Formation de Heiberg et se compose presque entièrement de grès à grain fin (fig. 14-25). Les seules structures sédimentaires visibles dans cette unité distinctive sont des terriers et une stratification horizontale. Les strates sont interprétées comme étant d'origine épicontinentale. La figure 14-26 illustre l'interprétation des relations stratigraphiques qui ont été établies entre les trois membres de la Formation de Heiberg.

La Formation de Barrow, dans l'ouest du bassin de Sverdrup, est constituée surtout de siltstone et de shale de

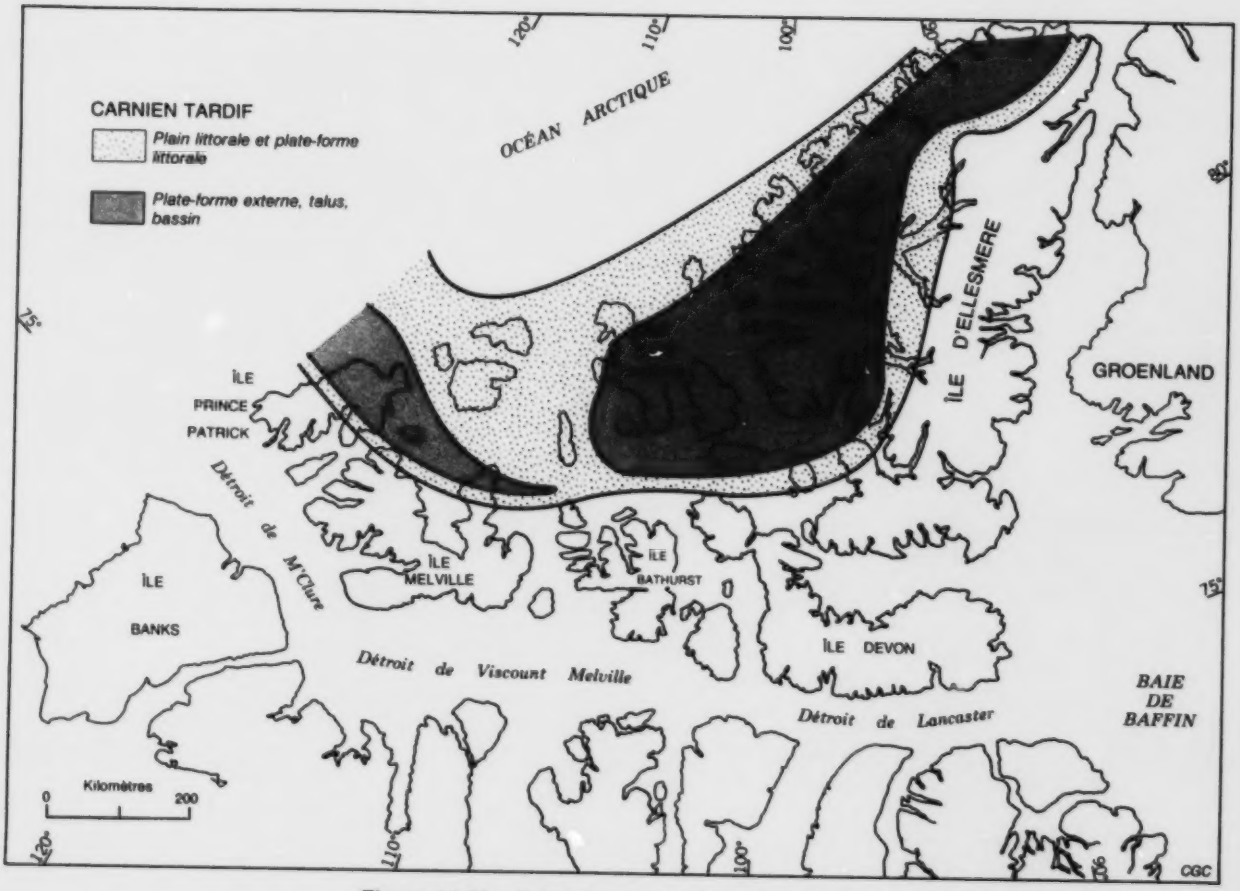


Figure 14-20. Paléogéographie du Carnien tardif.

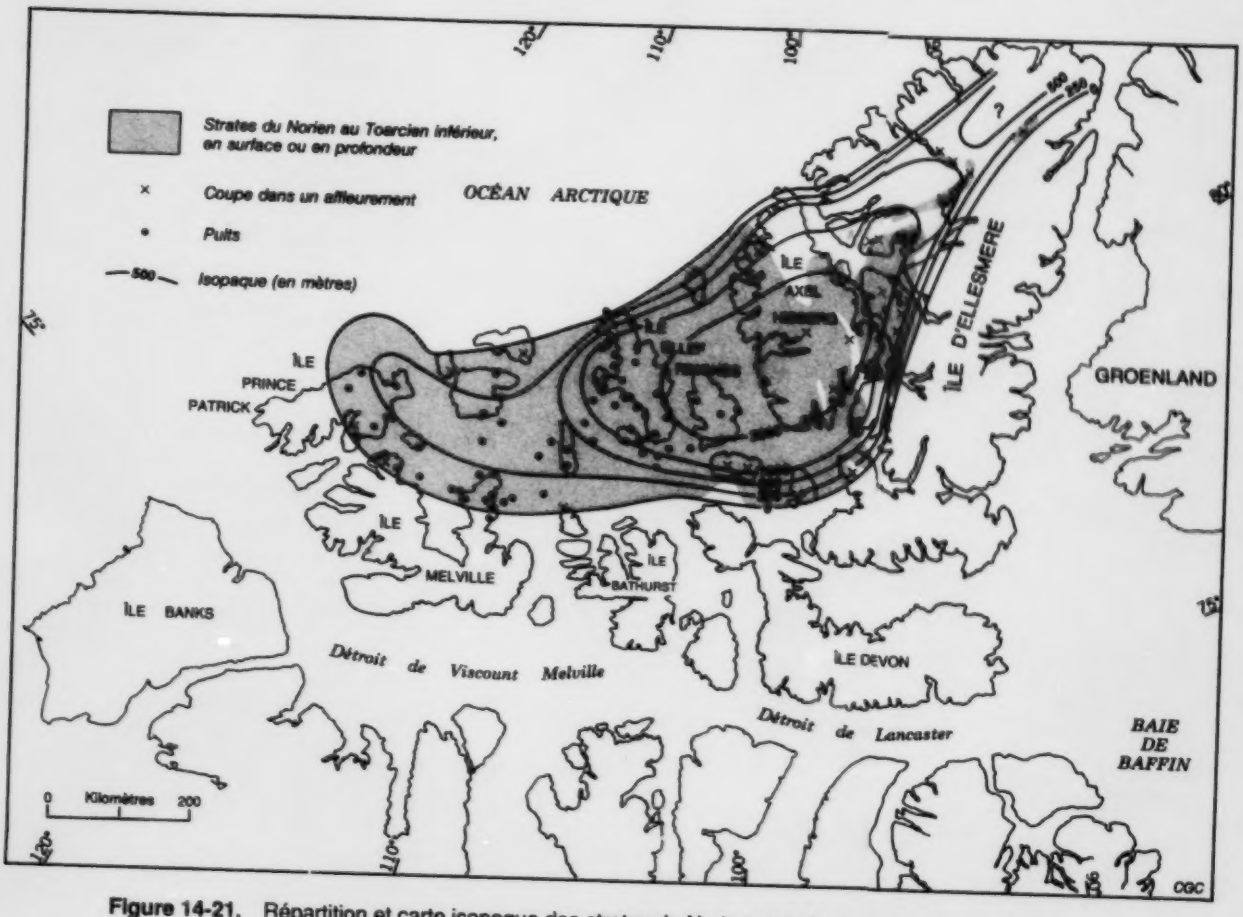


Figure 14-21. Répartition et carte isopaque des strates du Norien et de la partie inférieure du Toarcien.

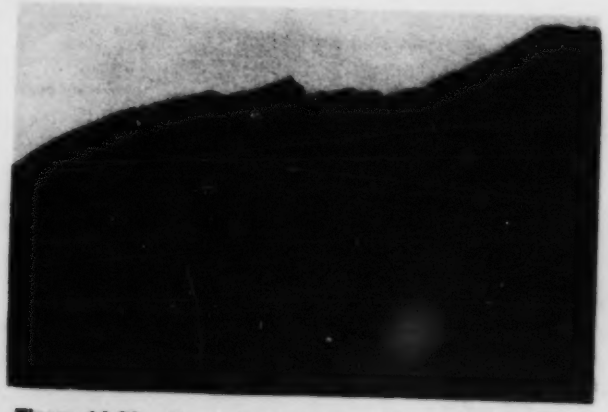


Figure 14-22. Formation de Barrow (B) reposant en discordance sur des roches clastiques dévoniennes (OB) et des roches carbonatées carbonifères de la Formation de Nansen (N), et recouverte par la Formation de Heiberg (H), au col Yelverton, dans le nord de l'île d'Ellesmere.

Figure 14-23. Unités interstratifiées de grès et de shale à grain très fin du Membre de Romulus de la Formation de Heiberg. Elles sont en contact avec le Membre de Fosheim sus-jacent, à la base du grès massif dans le coin supérieur droit. Presqu'île Raanes, dans le sud-ouest de l'île d'Ellesmere.

Figure 14-24. Grès de chenal massifs interstratifiés et strates de sédiments de débordement en recul du Membre de Fosheim de la Formation de Heiberg, presqu'île Raanes, dans le sud-ouest de l'île Ellesmere.

Figure 14-25. Grès massif de plate-forme marine, Membre de Remus, Formation de Heiberg (200 m). En contact avec le membre sous-jacent de Fosheim à la flèche, au col Yelverton, dans le nord de l'île d'Ellesmere.

teinte gris moyen à foncé accumulés dans un milieu de prodelta et de plate-forme continentale externe. La formation se divise en deux membres informels presque partout dans la région (membres de Scallon Point et de Skate). Le contact qui les sépare est situé à l'endroit d'un repère important reconnu par diagraphies acoustiques et gammamétriques. Une unité de grès, le Membre de Jenness (Embry, 1984b), se présente entre les membres de Scallon Point et de Skate le long de la marge nord-ouest du bassin (fig.14-27). Dans la région des îles Brock et Mackenzie King, le Membre de Jenness est constitué de grès glauconieux de grain très fin à moyen et percé de terriers, qui aurait été mis en place en milieu de plate-forme marine. Dans le nord de l'île Ellef Ringnes, le Membre de Jenness est plus épais, contient des cycles distincts à granoclassement inverse et est interprété comme ayant été mis en place sur un front deltaïque. Les grès du Membre de Jenness, dont la source se situe au nord-ouest, passent au sud-est à des shales de la partie supérieure du Membre de Scallon Point.

Dans l'ouest du bassin de Sverdrup, la Formation de Heiberg devient un groupe et comprend cinq formations: Skybattle, Grosvenor Island, Maclean Strait, Lougheed Island et King Christian (fig.14-27). Les formations de Skybattle, de Maclean Strait et de King Christian sont des unités à prédominance de grès. Elles se composent surtout de grès de front deltaïque dans la région de l'île Lougheed, des strates de plaine deltaïque devenant plus fréquentes vers l'est. Ces trois unités passent au shale vers le nord-ouest (fig.14-27); la Formation de King Christian s'étend le plus loin à l'ouest. Aux endroits où les grès de King Christian sont absents en raison d'un changement de faciès à du shale et à du siltstone, les strates équivalentes font partie du Membre d'Intrepid Inlet de la Formation de Jameson Bay (fig.14-27, 14-28).

Le long de la marge sud-ouest du bassin, les formations de Skybattle, de Maclean Strait et de King Christian sont représentées par de minces grès d'origine côtière à marine, et toutes ces unités passent à du shale et à du siltstone au nord. Du côté terrestre, les grès sont coiffés par des discordances et ont tous été érodés en direction de la zone d'affleurement (fig.14-28). Les grès de Skybattle et de Maclean Strait se remarquent aussi le long de la marge nord-ouest du bassin.

Les formations de Grosvenor Island et de Lougheed Island sont composées principalement de shale et de siltstone gris de milieu de prodelta à milieu de plate-forme marine. Ces unités séparent les trois formations de grès et s'étendent sur presque toute la partie ouest du bassin de Sverdrup. Une unité de roche ferrugineuse oolitique se trouve habituellement à la base de la Formation de Grosvernor Island et des intercalations de shale rouge se distinguent également dans la partie inférieure de la formation.

Quatre cycles de transgression-régression sont reconnus dans les strates s'étendant du Norien à la base de la partie inférieure du Toarcien dans l'ouest du bassin de Sverdrup. Les âges des composantes stratigraphiques de chacun de ces cycles sont les suivants:

1. Norien précoce à moyen: membres de Scallon Point et de Jenness, Formation de Barrow,
2. Norien tardif (Rhétien): Membre de Skate, Formation de Barrow et Formation de Skybattle,
3. Hettangien à Sinémurien: formations de Grosvenor Island et de Maclean Strait,
4. Pliensbachien à tout début du Toarcien: Formation de Lougheed Island, Formation de King Christian, Membre d'Intrepid Inlet, Formation de Jameson Bay.

Ces cycles n'ont pas été reconnus dans la partie est du bassin, où des taux de sédimentation élevés ont empêché les transgressions d'atteindre cette région.

L'évolution séquentielle du Norien au tout début du Toarcien a commencé avec une hausse du niveau marin au début du Norien. À la suite de la trangression marine, les apports de sédiments ont été concentrés sur la marge est du bassin tandis qu'ils étaient moins élevés le long des marges sud-ouest et nord-ouest. Des grès épicontinentaux (Membre de Romulus) ont progradé vers le nord-ouest à travers la plate-forme, et des boues et silts de talus

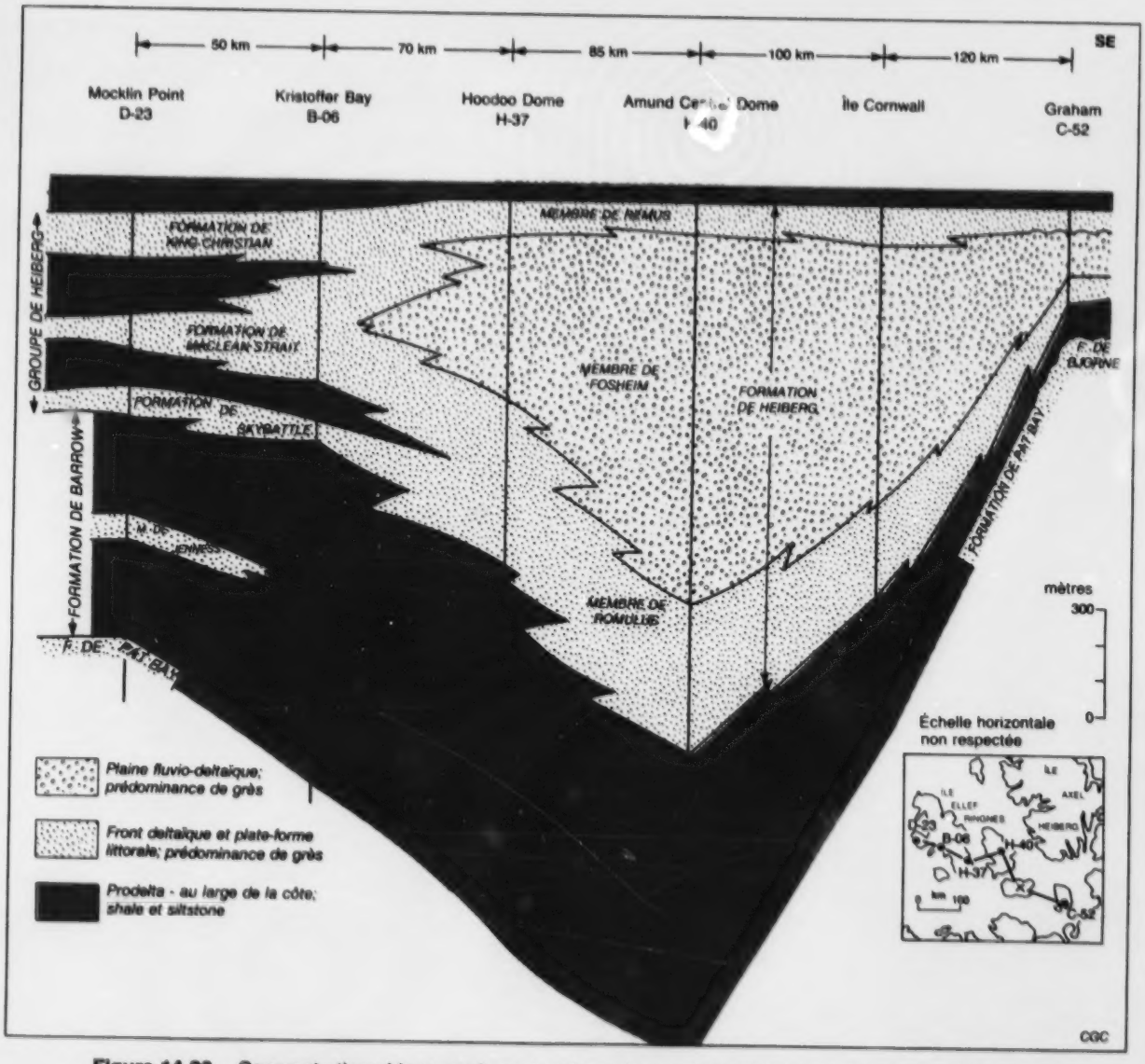


Figure 14-26. Coupe stratigraphique nord-ouest-sud-est des strates du Norien et de la partie inférieure du Toarcien, dans l'est et le centre du bassin de Sverdrup.

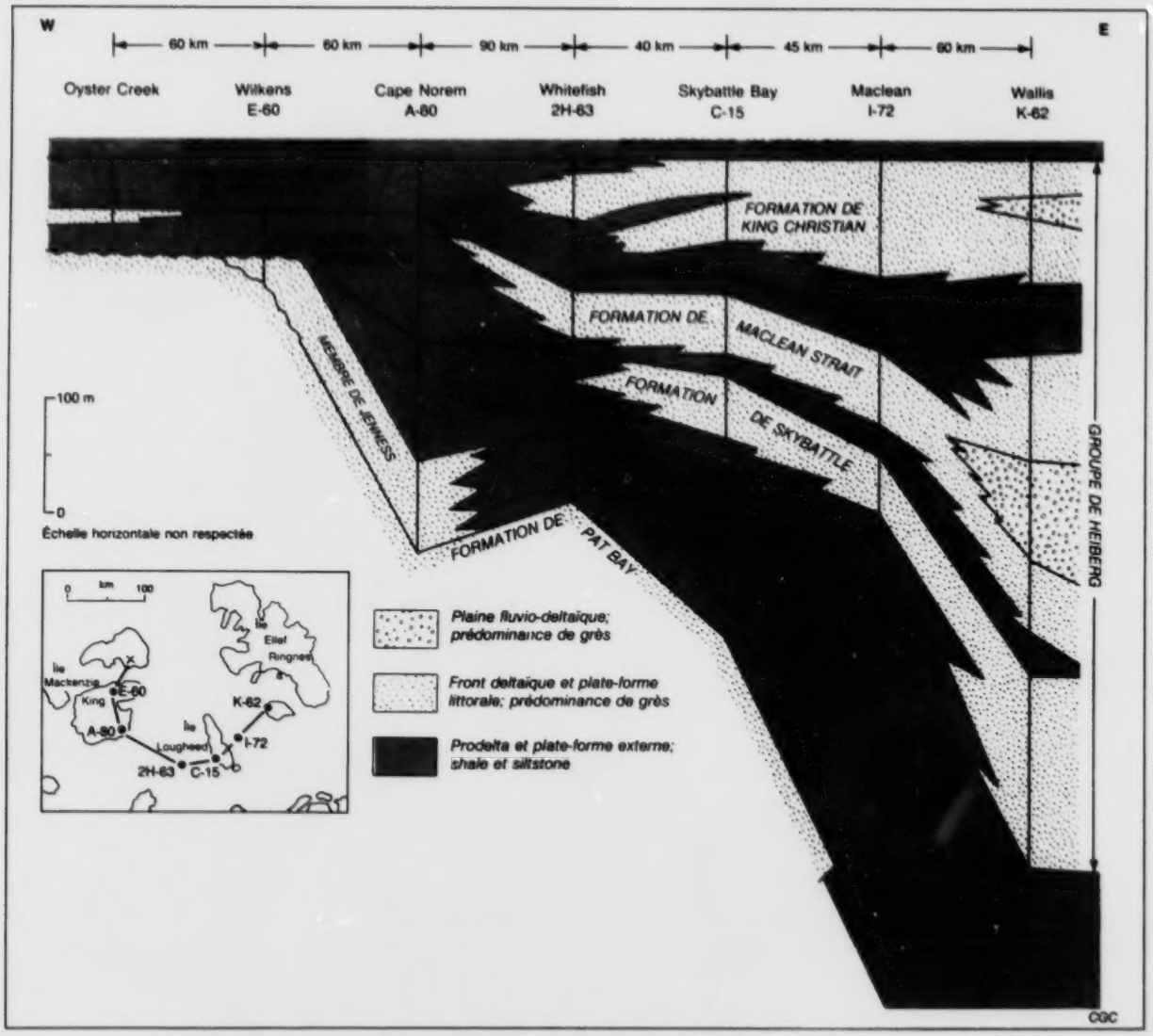


Figure 14-27. Coupe stratigraphique est-ouest des strates du Norien et de la partie inférieure du Toarcien dans la partie ouest du bassin de Sverdrup.

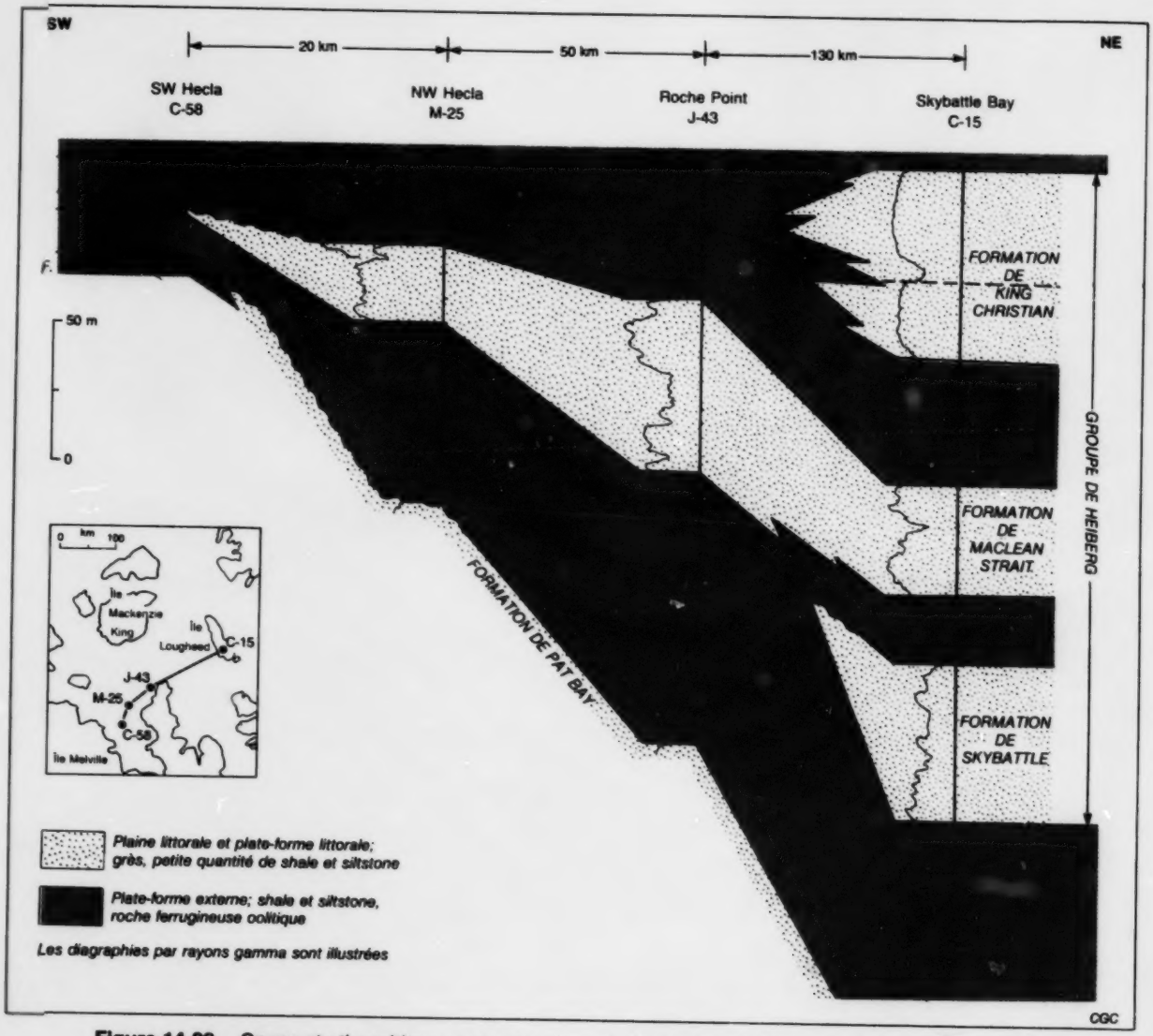


Figure 14-28. Coupe stratigraphique nord-est-sud-ouest des strates du Norien et de la partie inférieure du Toarcien dans la partie ouest du bassin de Sverdrup.

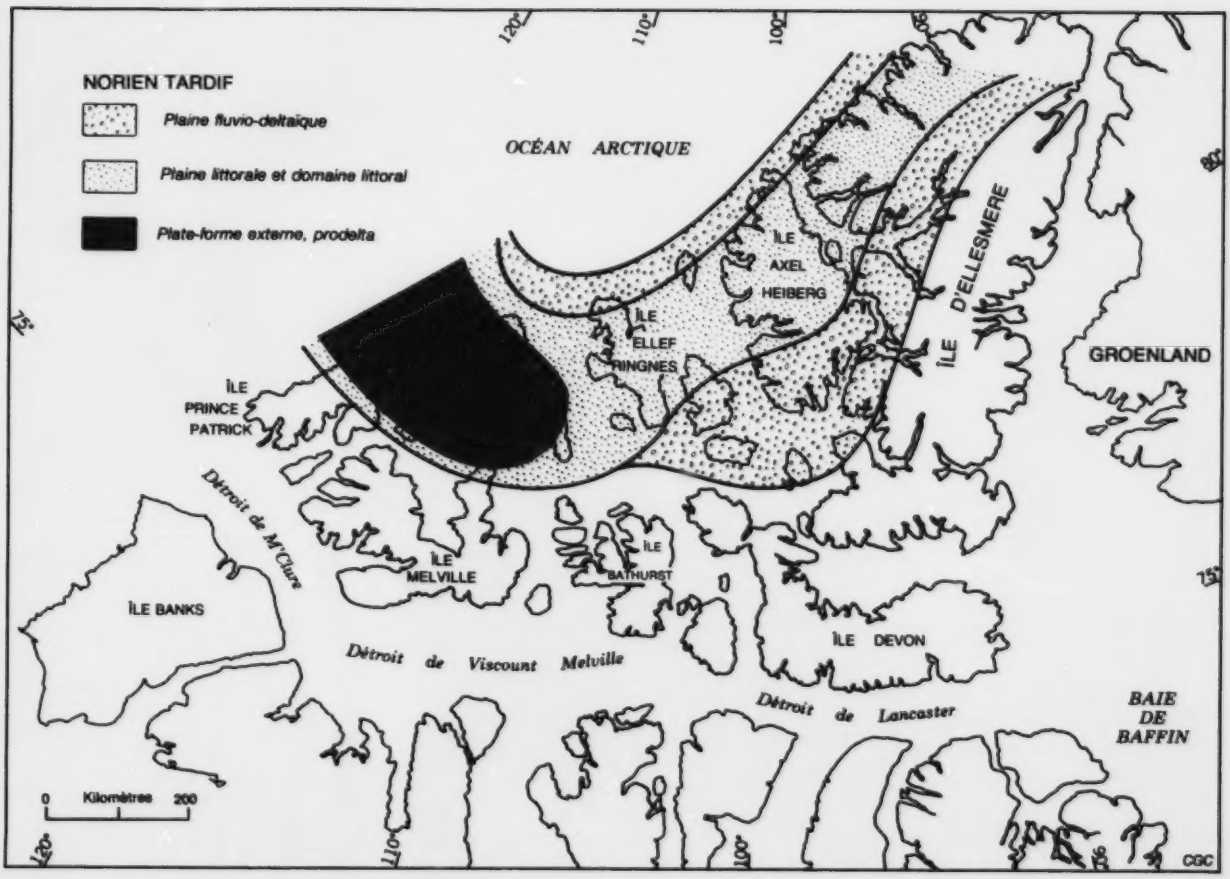


Figure 14-29. Paléogéographie du Norien tardif (Rhétien).

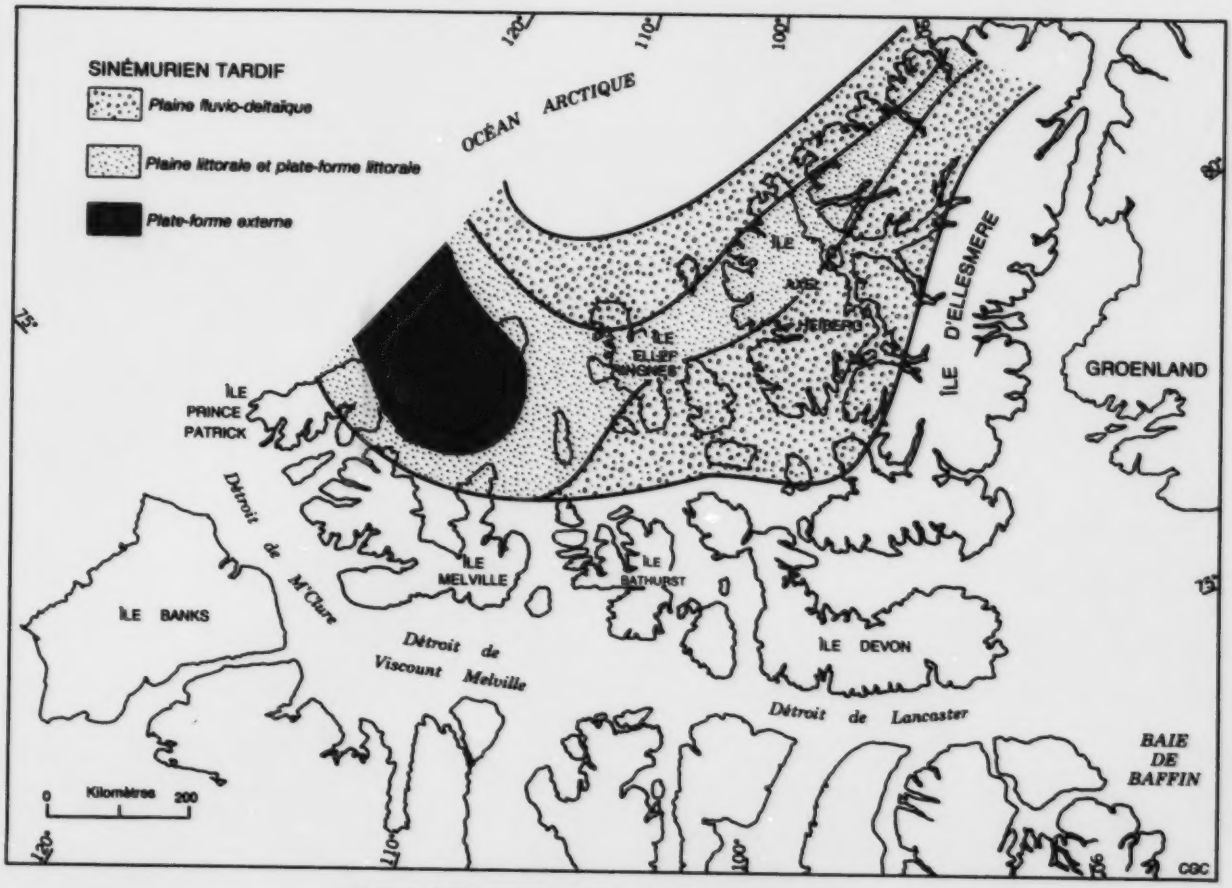


Figure 14-30. Paléogéographie du Sinémurien tardif.

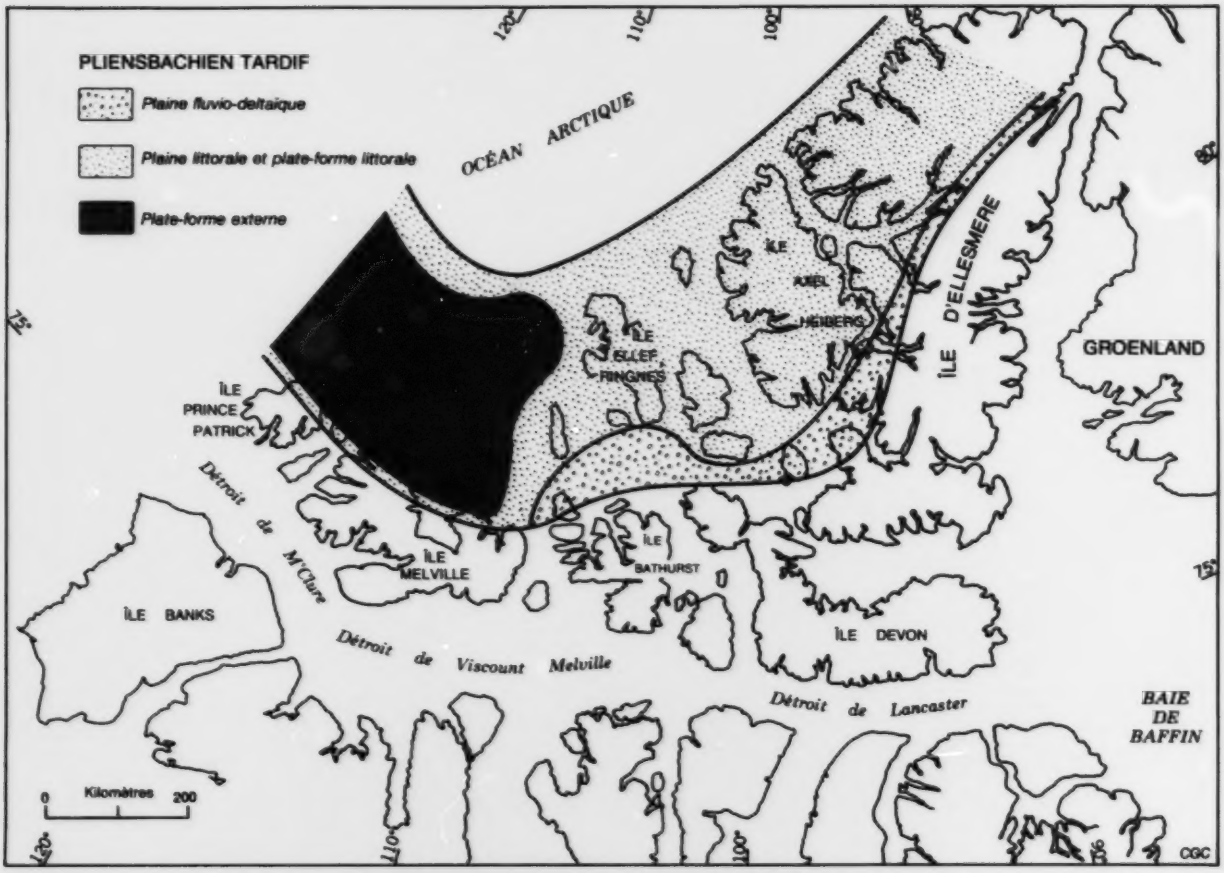


Figure 14-31. Paléogéographie du Pliensbachien tardif.

continental (Formation de Barrow) ont continué de remplir le bassin central profond. Une plate-forme externe occupait une bonne partie de l'ouest du bassin de Sverdrup et des bandes étroites de sables de plage et de plate-forme peu profonde longeaient les marges du bassin.

Une hausse du niveau marin à la fin du Norien moyen a produit une transgression régionale. Plus tard, l'apport de sédiments au bassin de Sverdrup s'est beaucoup accru et des centres deltaïques ont été établis dans l'est et le centre du bassin. La plupart des sédiments ont été dérivés de la Plate-forme de l'Arctique adjacente et des boucliers canadien et groenlandais au sud et à l'est. Des régions sources se trouvaient également au nord-ouest du bassin.

En raison des apports importants de sédiments, des plaines deltaïques à végétation très dense (dont témoignent les charbons abondants du Membre de Fosheim) ont progradé sur des sables épais de front deltaïque (Membre de Romulus) et des silts et boues de prodelta (Formation de Barrow). Le centre du bassin a été comblé de sédiments de talus (Formation de Barrow) à mesure que les réseaux deltaïques ont progressé à travers le bassin. Dans l'ouest du bassin de Sverdrup, l'apport de sédiments a été faible et une plate-forme externe sur laquelle s'accumulaient des boues et des silts (Membre de Skate, Formation de Barrow) occupait la majeure partie de la région (fig. 14-29).

Une hausse du niveau marin survenue au tout début du Jurassique a eu pour conséquence la transgression des marges inférieures des plaines deltaïques. À la fin de l'Hettangien et au Sinémurien, les deltas ont encore avancé vers la mer et ont progradé vers l'ouest sur la plate-forme occidentale (formations de Grosvenor Island et de Maclean Strait). Au même moment, des sables littoraux ont progressé vers le nord, le long de la marge sud-ouest du bassin (fig. 14-30).

Un autre cycle de transgression-régression s'est produit au cours du Pliensbachien, et des deltas (Formation de King Christian), formés sur les deltas sinémuriens sous-jacents, se sont prolongés légèrement du côté de la mer. À la fin du Pliensbachien et au tout début du Toarcien, l'apport de sédiments au bassin de Sverdrup a baissé et une transgression a commencé. Pendant cette période, la vaste plaine deltaïque du centre et de l'est du bassin de Sverdrup a été progressivement inondée, et des dépôts de sables côtiers et littoraux (Membre de Remus) ont recouvert la région à mesure que la ligne de rivage a reculé. Une plate-forme externe sur laquelle s'accumulaient des boues

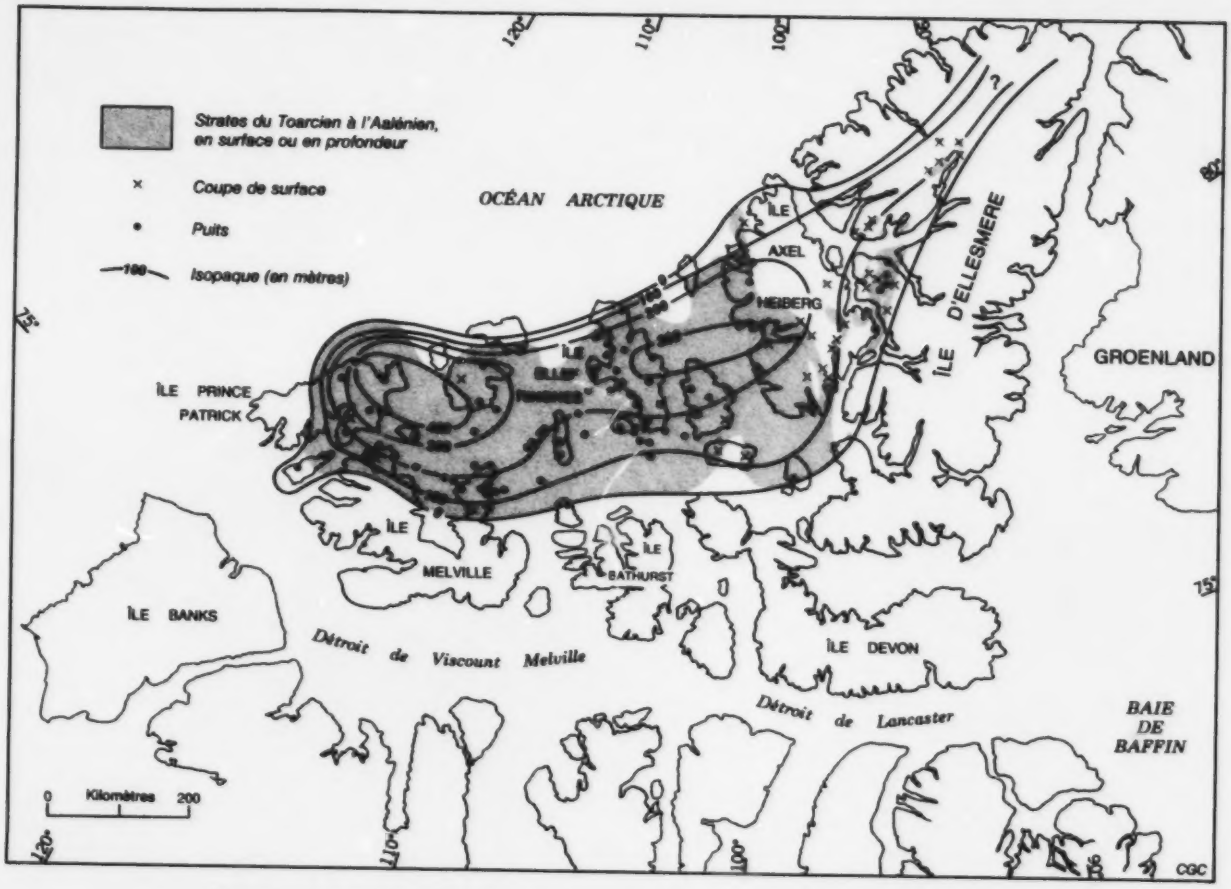


Figure 14-32. Répartition et carte isopaque des strates toarciennes à aaléniennes.

et des silts (Membre d'Intrepid Inlet, Formation de Jameson Bay) occupait le centre nord et l'ouest du bassin de Sverdrup à cette époque (fig.14-31).

Une transgression au début du Toarcien a mis fin à cet intervalle et a produit un milieu de plate-forme externe dans la majeure partie du bassin. L'intervalle s'étendant du Norien au tout début du Toarcien a été particulièrement important, car la partie centrale profonde du bassin a finalement été comblée et les milieux de sédimentation de plate-forme, de talus et de bassin qui avaient joué un rôle de première importance du Trias à la fin du Paléozoïque, ont cessé d'exister.

Du Toarcien à l'Aalénien

Des strates du Toarcien à l'Aalénien (toute fin du Jurassique précoce au tout début du Jurassique moyen) sont conservées dans une grande partie du centre et de l'ouest du bassin de Sverdrup (fig. 14-32). Dans cette zone, de nombreux puits ont pénétré les strates, et des affleurements se remarquent le long des marges du bassin. À l'est, les strates occupent des synclinaux, et cinq puits les ont pénétrées sur la péninsule Fosheim (fig. 14-32).

Les dépôts sont relativement minces comparativement à ceux de l'intervalle de temps sous-jacent. Deux zones de sédimentation maximale sont évidentes sur la carte isopaque (fig. 14-32), des épaisseurs supérieures à 300 m se trouvant au centre et dans le coin sud-ouest du bassin. Les dépôts s'amincissent sur la hauteur de Tanquary, indiquant que cet accident était encore positif.

Dans la partie ouest du bassin de Sverdrup, les strates du Toarcien à l'Aalénien font partie de deux formations, celles de Jameson Bay et de Sandy Point (fig.14-33). La Formation de Jameson Bay est composée principalement de shale et de siltstone de teinte gris moyen mis en place dans un milieu de plate-forme externe. Deux membres, soit ceux de Cape Canning et de Snowpatch, y sont reconnus. Du grès et du siltstone argileux criblés de terriers sont souvent trouvés dans la partie sommitale du Membre de Cape Canning, et ils sont recouverts par les shales riches en argile du membre basal de Snowpatch. Le Membre de Cape Canning recouvre soit du siltstone du Membre d'Intrepid Inlet de la Formation de Jameson Bay, soit du grès de la Formation de King Christian. Le contact est habituellement concordant mais, sur la marge du bassin, les strates du Membre de Cape Canning reposent en discordance sur des roches qui remontent jusqu'au Dévonien.

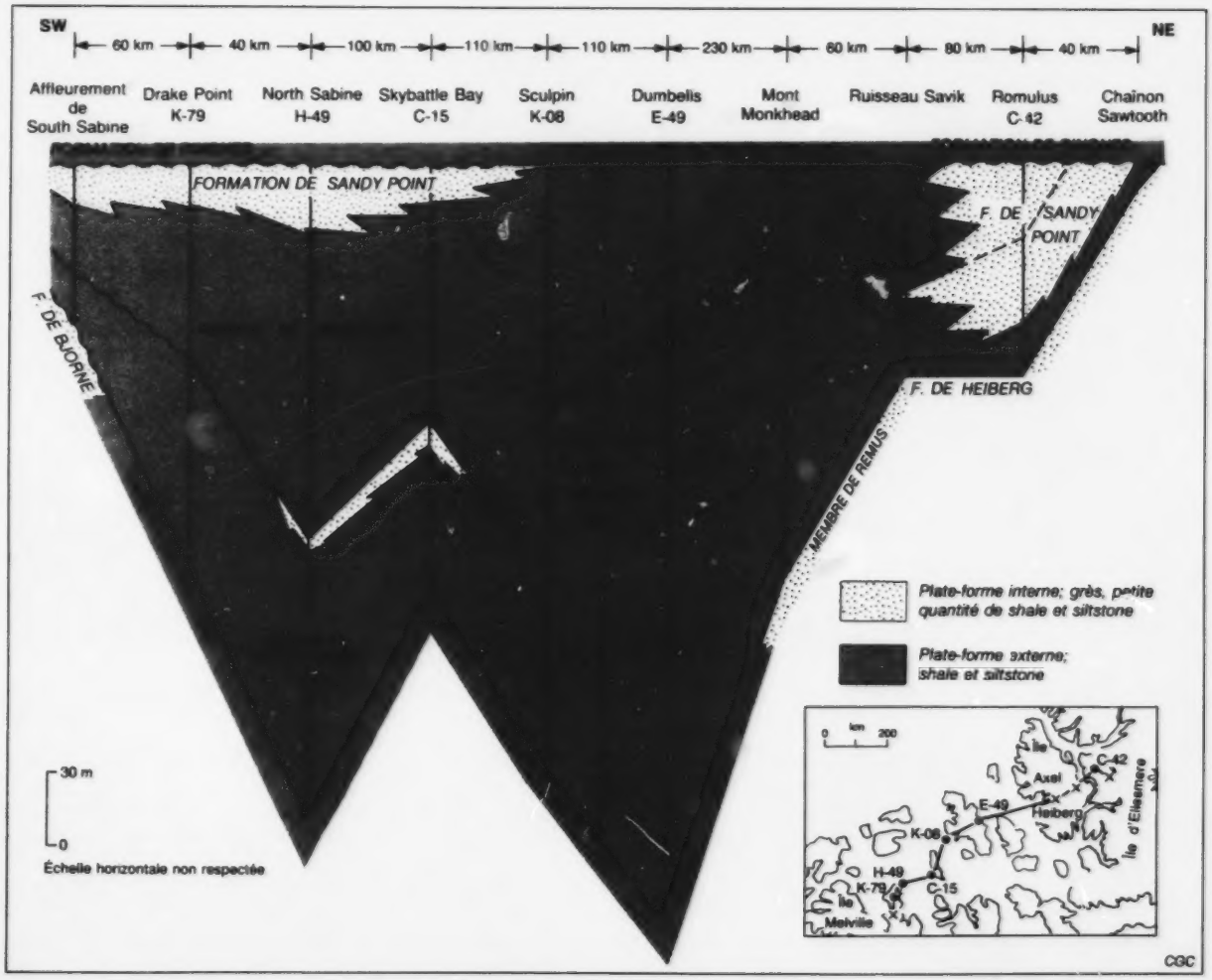


Figure 14-33. Coupe stratigraphique sud-ouest-nord-est des strates toarciennes à aaléniennes.

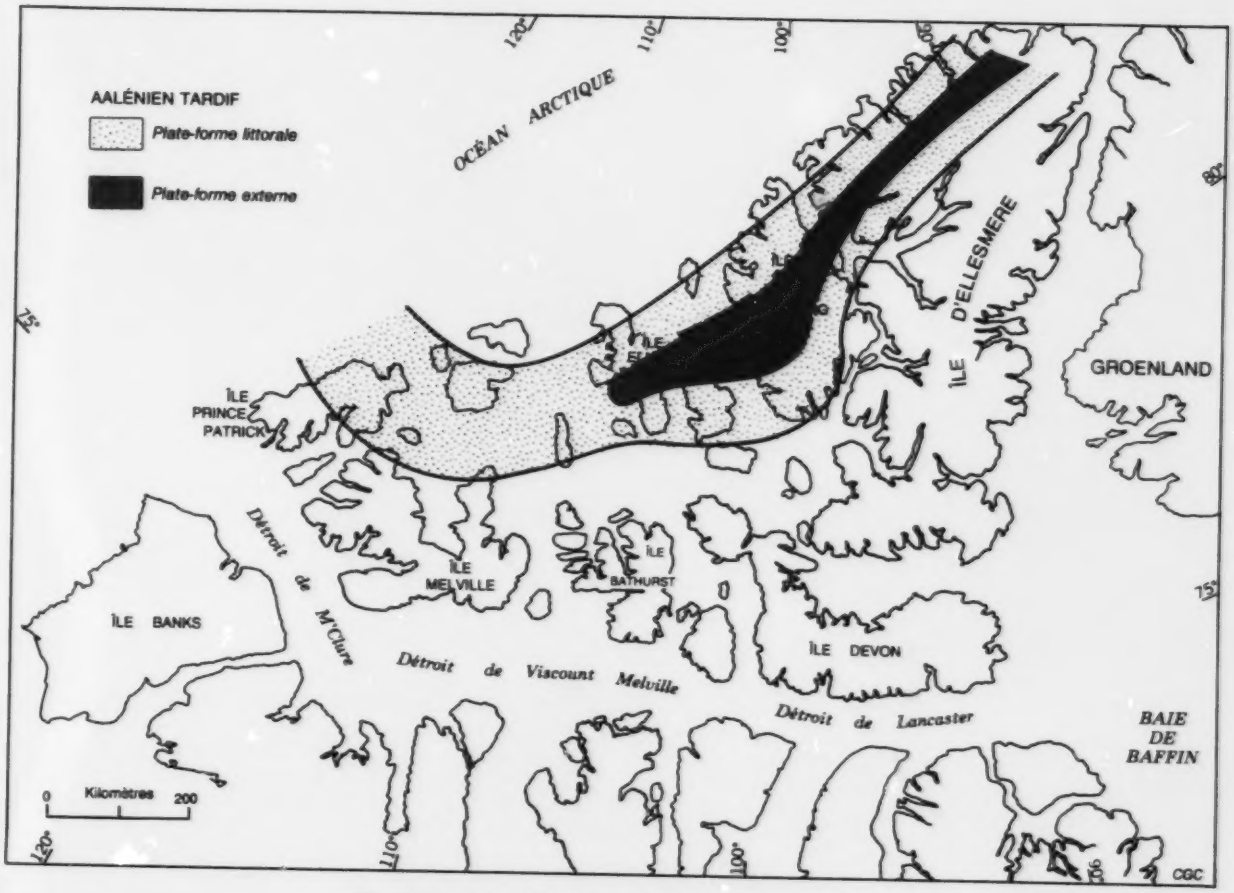


Figure 14-34. Paléogéographie de l'Aalénien tardif.

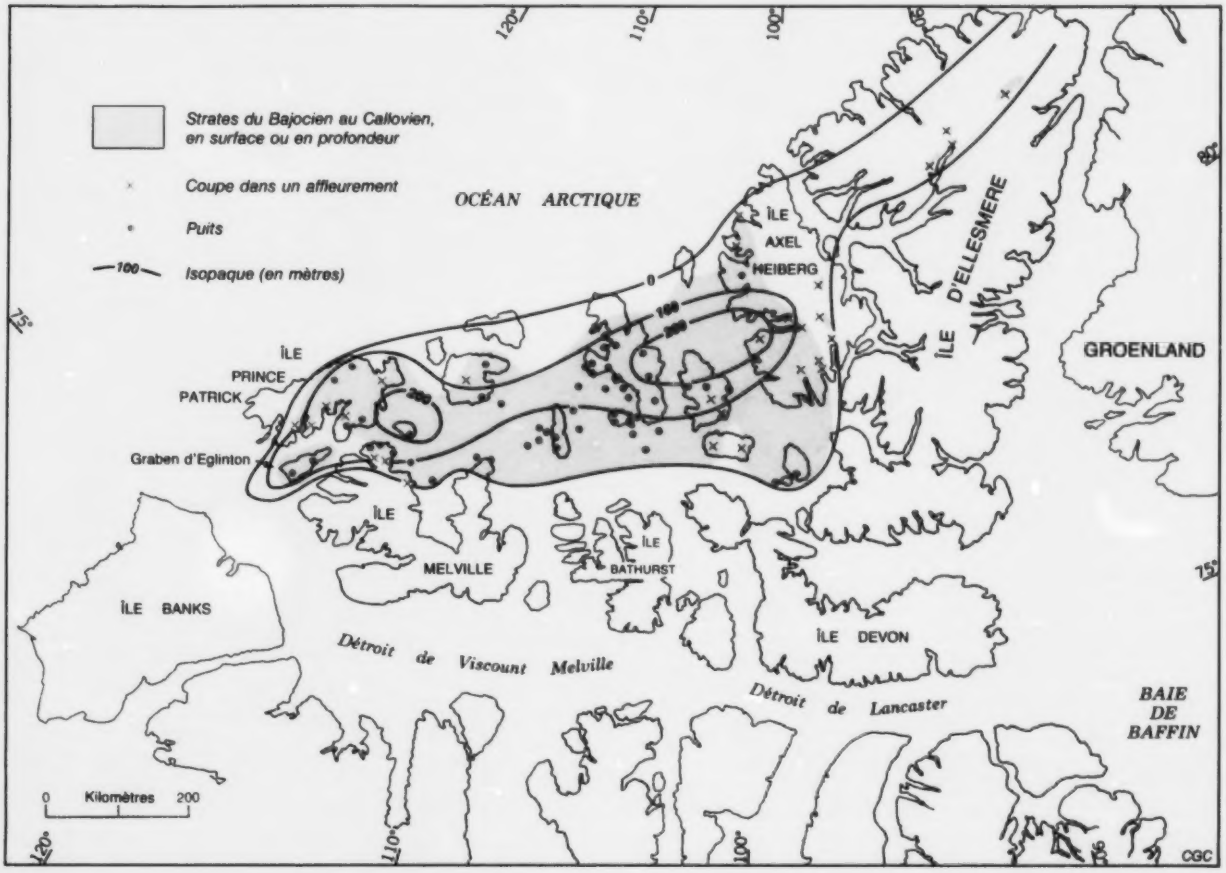


Figure 14-35. Répartition et carte isopaque des strates bajociennes à calloviennes.

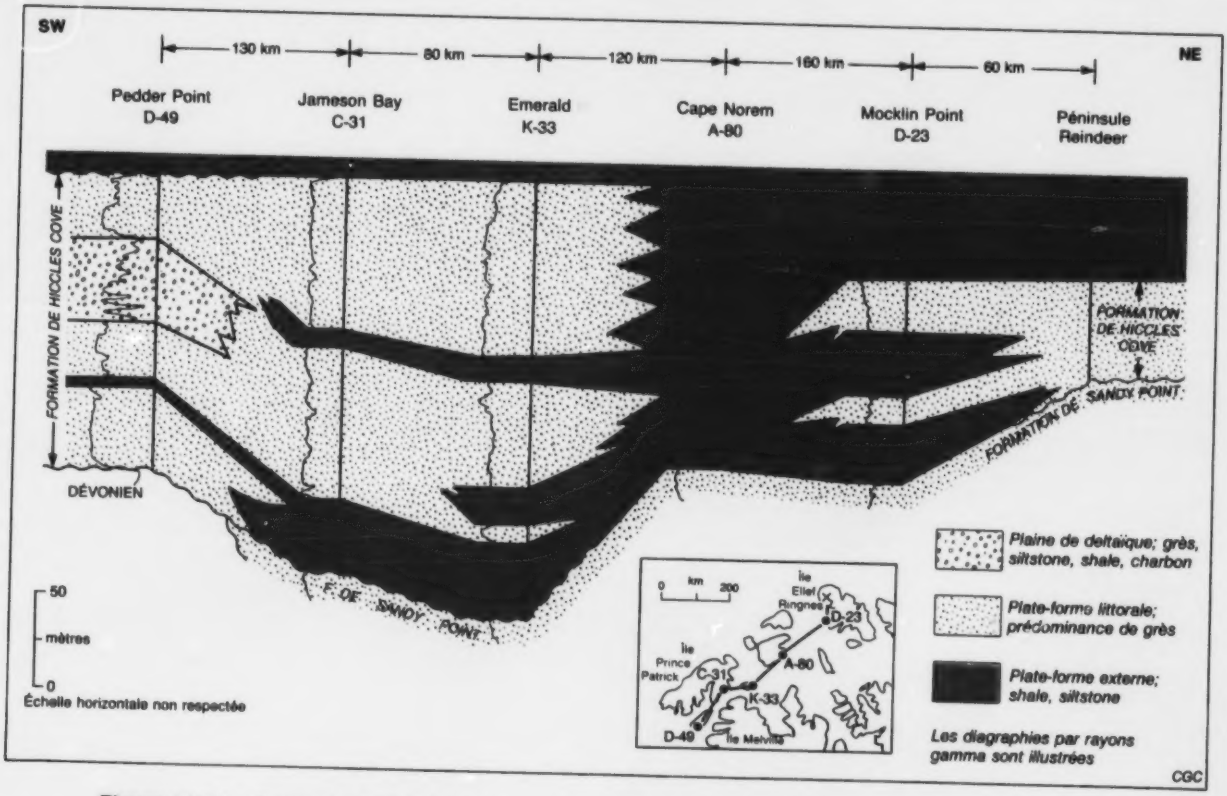


Figure 14-36. Coupe stratigraphique sud-ouest-nord-est des strates bajociennes à calloviennes dans le sud-ouest du bassin de Sverdrup.

La Formation de Sandy Point et la formation sous-jacente de Jameson Bay sont séparées par un contact graduel; la première se compose de cycles à granoclassement inverse de shale, de siltstone et de grès de grain très fin à fin. Les unités de grès sont souvent glauconieuses et criblées de terriers. Des grès plus purs, à stratification horizontale, se présentent dans les coupes des marges du bassin. Les strates sont interprétées comme ayant une origine épicontinentale et s'étant accumulées principalement sous le niveau de base des vagues. Le contact qui sépare la Formation de Sandy Point des strates bajociennes sus-jacentes est discordant aux marges du bassin et devient concordant vers l'intérieur du bassin (fig. 14-33).

Dans le centre et l'est du bassin de Sverdrup, les strates basales trouvées le long de la marge du bassin se composent de grès très fin recelant des terriers. Ces strates font partie du Membre de Remus de la Formation de Heiberg. Les shales et siltstones de la Formation de Jameson Bay sont minces sur les marges du bassin et s'épaississent vers son centre. Au centre du bassin, la Formation de Jameson Bay comprend toute la succession toarcienne à aalénienne (fig. 14-33). La Formation de Sandy Point est tronquée aux extrémités du bassin et peut être retracée sur une grande distance vers le centre du bassin (fig. 14-33). Des régions sources se trouvaient au sud-est et au nord-ouest.

Deux cycles de transgression-régression sont reconnus dans cet intervalle de temps sur une grande partie de l'ouest du bassin de Sverdrup et sporadiquement dans l'est du bassin. Ils datent du Toarcien et de l'Aalénien.

L'intervalle du Toarcien à l'Aalénien a commencé par une transgression importante au début du Toarcien, épisode qui a permis la création d'un milieu de plate-forme externe dans la majeure partie du bassin. Des sables épicontinentaux ont continué de s'accumuler le long des marges sud-est et est du bassin, où l'apport de ces sédiments a été le plus important. Ces régions ont été submergées au maximum de la transgression, au Toarcien. Pendant la régression subséquente, le sable littoral (partie inférieure de la Formation de Sandy Point) a progradé sur les boues et silts de la plate-forme externe (Formation de Jameson Bay); les apports de sable ont été concentrés surtout dans la partie est du bassin de Sverdrup.

Suivant la transgression aalénienne, des sables d'un régime régressif se sont accumulés principalement dans la partie ouest du bassin de Sverdrup, surtout à proximité de l'île Prince Patrick, et des sables de plate-forme (Formation de Sandy Point) ont progradé vers la mer. Au maximum de la régression, à la toute fin de l'Aalénien, un détroit étroit existait dans le bassin, et les sables de plate-forme ont presque atteint son centre (fig. 14-34). Une hausse majeure du niveau marin a mis fin à cet intervalle au début du Bajocien.

Figure 14-37. Formation de McConnell Island (MI) (shale-siltstone) sus-jacente à la Formation de Sandy Point (SP) et sous-jacente à la Formation de Ringnes (R), dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg. Trois cycles de T-R sont reconnus dans la Formation de McConnell Island à cet endroit (1, 2, 3).

Du Bajocien au Callovien

La répartition des strates bajociennes et calloviennes est semblable à celle de l'intervalle sous-jacent, la zone principale des sédiments conservés s'étendant de la partie ouest de l'île Axel Heiberg jusqu'à l'île Prince Patrick (fig. 14-35). De nombreux puits et coupes de surface permettent l'étude des strates de cette région. À l'est, les coupes conservées sont plus sporadiques et les données de surface et de subsurface sont dispersées.

Les dépôts bajociens et calloviens sont relativement minces et leur épaisseur dépasse rarement 200 m (fig. 14-35). La principale zone de sédimentation maximale se trouvait dans le sud-ouest du bassin, dans la région englobant le nord de l'île Prince Patrick et l'île Emerald. Il est également évident que le graben d'Eglinton, qui repose entre les îles Melville et Prince Patrick, a commencé à subsider à cette époque et faisait partie intégrante de la zone de sédimentation maximale au nord.

Les relations stratigraphiques générales de la succession bajocienne à callovienne sont présentées à la figure 14-36. Le long de la marge sud du bassin, deux formations, celle de McConnell Island (shale et siltstone) et celle de Hiccles Cove (grès), comprennent cet intervalle. Aux limites du bassin, seule la Formation de Hiccles Cove est présente et elle est généralement limitée par des discordances. La Formation de Hiccles Cove s'amincit pour enfin disparaître vers l'intérieur du bassin en raison d'un changement de faciès au shale et au siltstone de la Formation de McConnell Island. Dans le centre ouest du bassin, la Formation de McConnell Island est un membre de l'épaisse formation argileuse de Mackenzie King dont l'âge s'échelonne du Bajocien au Valanginien. Sur la marge nord-ouest du bassin, la succession bajocienne à callovienne est représentée par la Formation de McConnell Island, la Formation de Hiccles Cove et une unité de shale innommée qui forme la base de la Formation de Mackenzie King (fig. 14-36).

La Formation de McConnell Island (Membre) est composée de shale et de siltstone de teinte gris moyen à gris foncé et de quelques intercalations de grès à grain très fin (fig. 14-37). Des lits de roche ferrugineuse sidéritique pouvant atteindre 20 cm d'épaisseur se présentent partout dans la formation mais plus fréquemment dans la partie inférieure. Dans une grande partie du bassin, la Formation de McConnell Island est coiffée d'un lit de dolomie à couleur d'altération jaune, dont l'épaisseur maximale atteint 0,5 m. Les strates sont interprétées comme s'étant accumulées sur une plate-forme externe. La présence fréquente de lits de roche ferrugineuse pourrait indiquer l'existence d'un milieu à sédimentation très lente.

La Formation de Hiccles Cove se compose principalement de grès de grain très fin à moyen. La partie la plus épaisse de cette formation est située dans la zone qui englobe le nord de l'île Prince Patrick et l'île Emerald, où elle atteint jusqu'à 176 m d'épaisseur. À cet endroit, la partie inférieure de la formation est constituée de grès glauconieux de grain fin à moyen, à couleur d'altération orange et à aspect massif ou criblé de terriers. La partie supérieure se compose de grès carboné blanc de grain fin à moyen et à stratification horizontale évidente ou d'apparence massive. Des unités de shale et de siltstone sont interstratifiées avec des grès et ces lithologies deviennent plus fréquentes vers le centre du bassin (fig.14-36), où la Formation de Hiccles Cove est constituée de cycles bien définis à granoclassement inverse. Dans les zones plus marginales, de minces filons houillers se manifestent dans la partie supérieure de la formation et des cycles à granoclassement normal apparaissent à proximité de l'île Eglinton. Les lithologies de Hiccles Cove sont principalement des dépôts de nature côtière à épicontinentale. Les minces filons houillers représentent des dépôts de zones arrières de barrières et les cycles à granoclassement normal sont constitués de matériaux provenant d'une plaine fluvio-deltaïque. Dans le nord de l'île Ellef Ringnes, la Formation de Hiccles Cove se compose de grès glauconieux de grain très fin à fin de plate-forme marine.

Trois cycles de transgression-régression ont été reconnus dans la région des îles Prince Patrick et Emerald (fig. 14-36). Le premier cycle est composé d'intercalations de shale, de siltstone et de grès à grain très fin et constitue la partie inférieure de la Formation de McConnell Island.

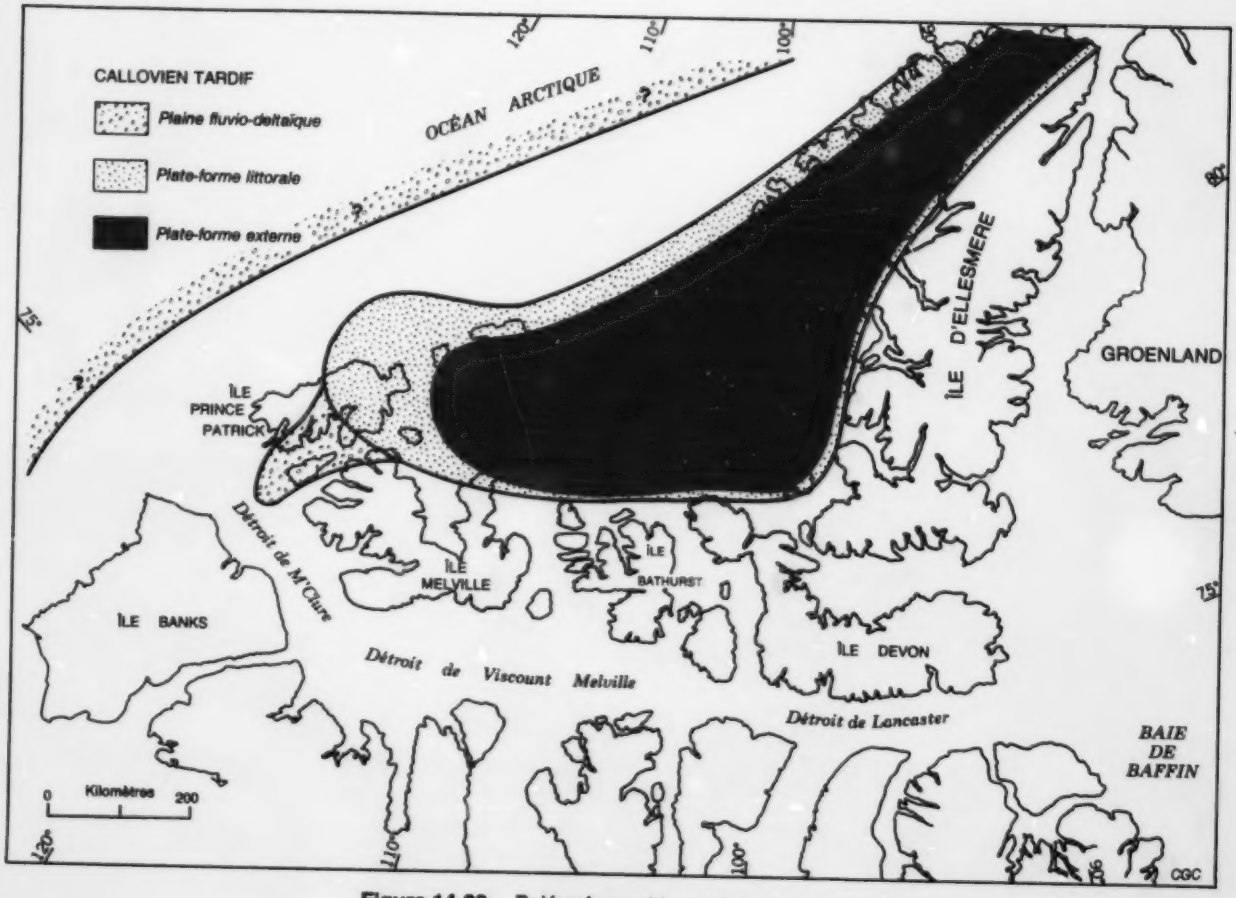


Figure 14-38. Paléogéographie du Callovien tardif.

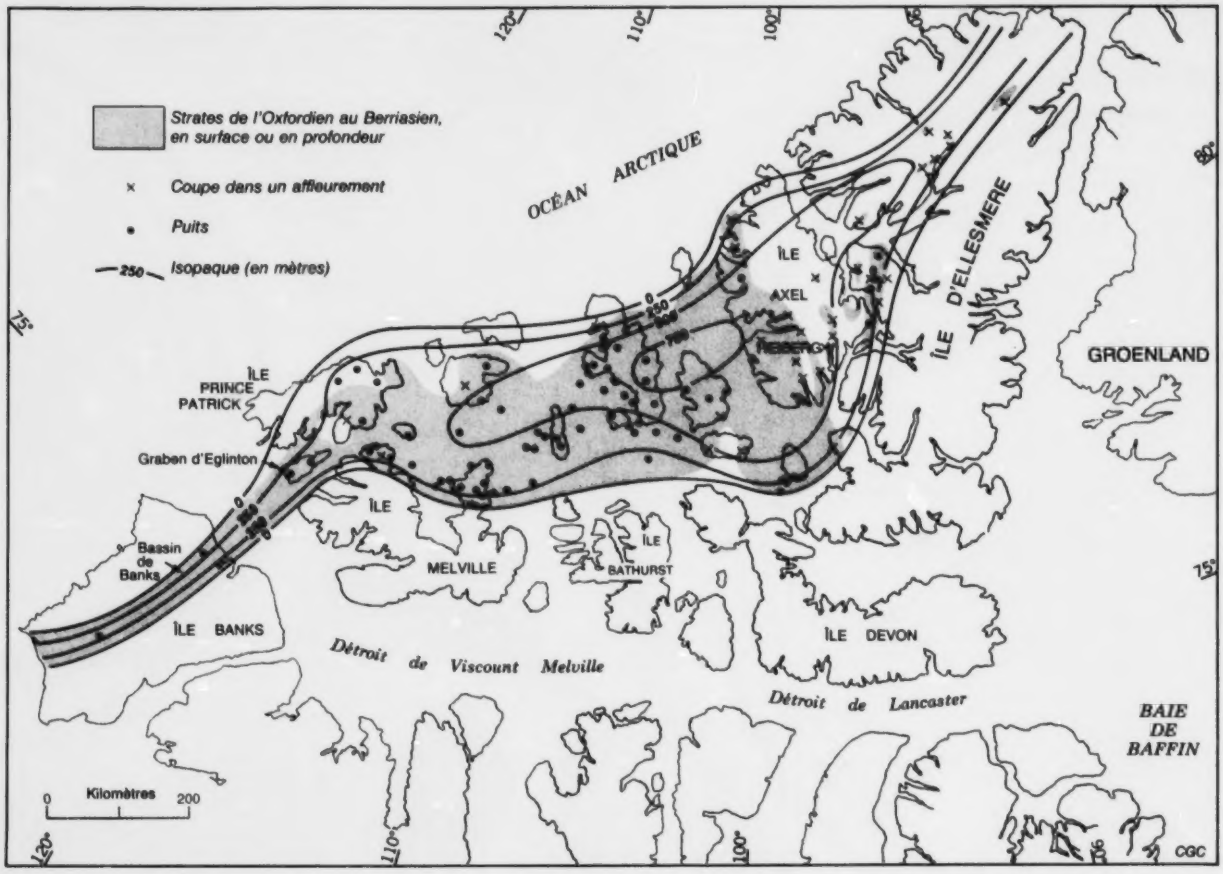


Figure 14-39. Répartition et carte isopaque des strates oxfordiennes à berriasiennes.

Figure 14-40. Strates oxfordiennes à berriasiennes dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg; R = Formation de Ringnes, A = Formation d'Awingak, DB = Formation de Deer Bay.

Figure 14-41. Cycles à granoclassement inverse de sédiments de plate-forme marine de la Formation d'Awingak dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg.

Ces strates datent du Bajocien. Le cycle suivant comprend la partie supérieure de la Formation de McConnell Island et les formations inférieures de Hiccles Cove, et remonte au Bathonien. Le cycle au sommet de la séquence comprend la partie supérieure de la Formation de Hiccles Cove et date du Callovien. Dans certaines parties du bassin, ces trois cycles T-R sont difficiles à distinguer dans la séquence peu épaisse de shale et de siltstone qui comprend habituellement cet intervalle de temps. Cependant, ils sont tous reconnaissables à proximité de l'île Ellef Ringnes et dans des affleurements observés dans l'ouest de l'île Axel Heiberg (fig. 14-36, 14-37).

L'histoire sédimentaire du Bajocien-Callovien a commencé avec une hausse du niveau marin au tout début du Bajocien. Cet événement a submergé les marges affleurantes du bassin, et les lignes de rivage se sont prolongées jusqu'aux limites actuelles du bassin et même au-delà. L'apport de sédiments dans le bassin de Sverdrup après la transgression a été très faible et une grande partie du bassin est demeurée une plate-forme externe à faible remplissage sédimentaire au cours du Bajocien. Des silts arénacés se sont accumulés le long des marges du bassin, et l'évolution de la granulométrie semble indiquer qu'une régression mineure a eu lieu à la fin du Bajocien.

Cet événement a été suivi d'une hausse du niveau marin au début du Bathonien, phénomène qui a eu pour effet de réduire davantage la sédimentation. À la fin du Bathonien, l'apport de sédiments dans le bassin avait augmenté et la zone de sédimentation principale se trouvait près de l'île Eglinton qui a commencé à subsider au cours de cet intervalle de temps. Une zone de sédimentation secondaire était située dans le nord de l'île Ellef Ringnes, où s'accumulaient des sédiments en provenance du nord. Des sables épicontinentaux (Formation de Hiccles Cove) se sont accumulés sur les marges du bassin, tandis que des boues et silts se sont déposés plus loin au large (Formation de McConnell Island).

Une hausse du niveau marin s'est produite au tout début du Callovien et, au cours de la régression subséquente, des sables littoraux se sont accumulés de nouveau en bordure du bassin tandis que l'accumulation de boues et silts avait lieu plus loin vers le large (fig. 14-38). Une transgression majeure au tout début de l'Oxfordien a mis fin à cet intervalle de sédimentation et a transformé une grande partie du bassin en une zone à faible remplissage sédimentaire.

De l'Oxfordien au Berriasien

Des sédiments de cet intervalle chronostratigraphique sont conservés principalement dans une vaste région qui s'étend de la partie ouest de l'île Axel Heiberg jusqu'à l'île Prince Patrick. Le contrôle stratigraphique sous la surface est très répandu et les coupes de surface ont été mesurées à de nombreux endroits. À l'est, les strates sont conservées dans des synclinaux dispersés, et on y trouve des repères de surface et de subsurface (fig. 14-39). Des sédiments de l'Oxfordien au Berriasien sont également conservés dans le bassin de Banks; deux puits ont pénétré les strates dans cette région.

Les dépôts dépassent 400 m d'épaisseur dans la plus grande partie du bassin de Sverdrup; deux zones de sédimentation maximale y ont existé (fig. 14-39). La principale zone de sédimentation maximale se trouve dans le centre des îles Axel Heiberg et Amund Ringnes, où l'épaisseur des sédiments dépasse 600 m; l'autre se situe dans l'ouest du bassin de Sverdrup, où les épaisseurs peuvent atteindre 500 m. Elles sont séparées par une large arche centrée dans l'île King Christian. Les épaisseurs de ces sédiments dans le bassin de Banks sont hypothétiques vu le manque de données. L'épaisseur maximale enregistrée est de 396 m dans un puits (Orksut J-44) au centre sud de l'île Banks.

Les strates oxfordiennes à berriasiennes sont comprises dans quatre formations. Dans les parties est et sud du bassin de Sverdrup, la séquence est constituée des formations de Ringnes (shale et siltstone), d'Awingak (grès) et de Deer Bay (shale et siltstone) (fig. 14-40). Dans le nord-ouest du bassin, la Formation d'Awingak est absente en raison d'un changement de faciès et toute la séquence est composée de shale et de siltstone de la Formation de Mackenzie King. La même terminologie est utilisée pour les strates dans le bassin de Banks.

La Formation de Ringnes recouvre en discordance les strates du Jurassique moyen sur les marges du bassin; le

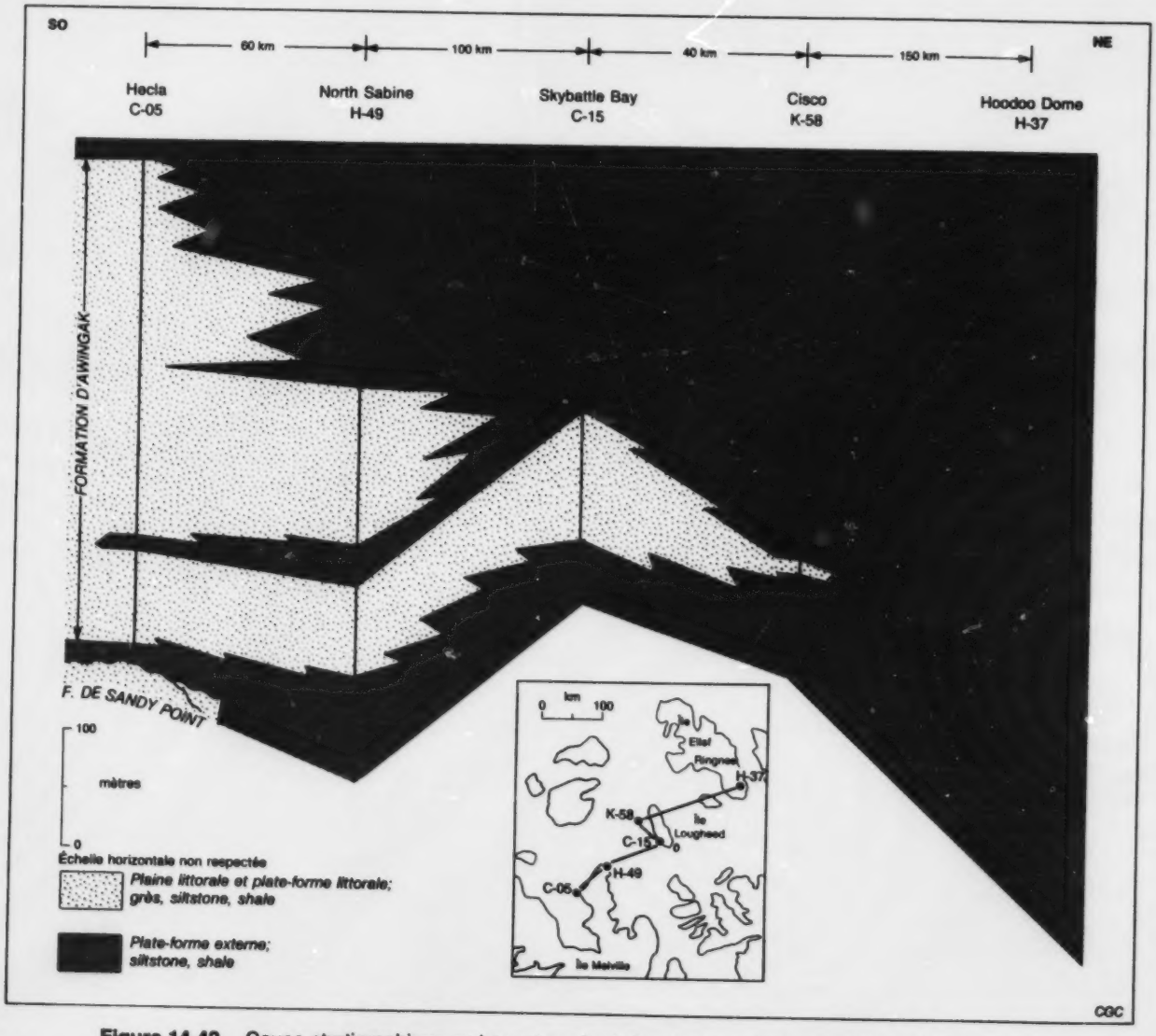


Figure 14-42. Coupe stratigraphique sud-ouest-nord-est des strates oxfordiennes à berriasiennes dans la partie ouest du bassin de Sverdrup.

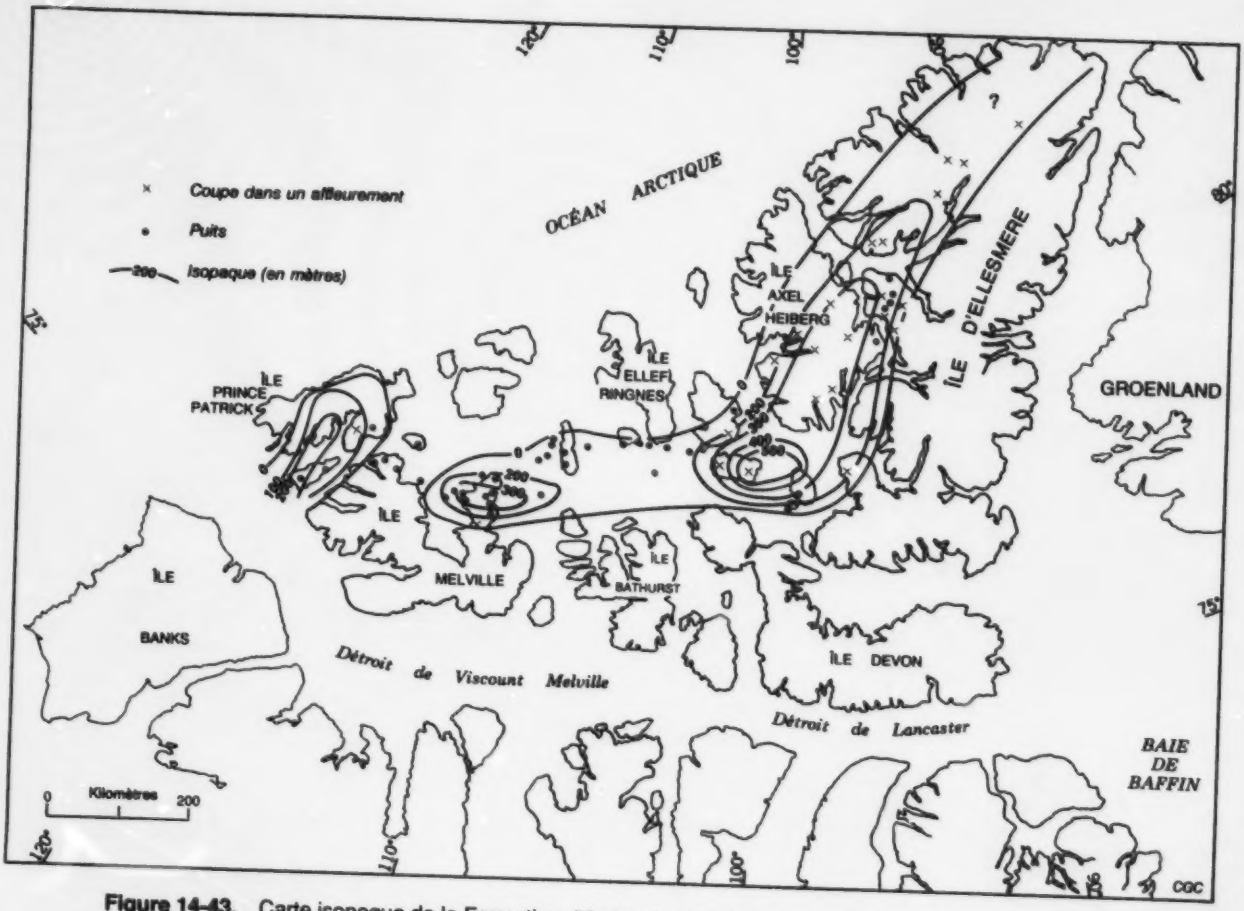


Figure 14-43. Carte isopaque de la Formation d'Awingak dans le bassin de Sverdrup.

contact devient concordant vers l'intérieur du bassin. La Formation de Ringnes est constituée principalement de shale bitumineux de teinte gris foncé à noire, auquel s'intercalent des strates peu épaisses de siltstone dont l'abondance augmente vers le sommet de la formation. Elle contient notamment de grandes concrétions dolomitiques pouvant avoir jusqu'à 4 m de diamètre. Le milieu de sédimentation de ces strates est considéré comme ayant été une plate-forme externe qui était située bien au-dessous du niveau de base des vagues de tempête. Le contenu relativement élevé en matières organiques de ces shales porte à croire que les eaux de fond avaient été réduites en oxygène.

La Formation d'Awingak recouvre progressivement la Formation de Ringnes et est constituée en grande partie de cycles à granoclassement inverse de shale, de siltstone et de grès. Les cycles atteignent jusqu'à 30 m d'épaisseur et représentent des dépôts de plate-forme progradante (fig.14-41). Les grès ont été mis en place dans un vaste éventail de milieux allant de celui d'une plage à celui d'une plate-forme marine (sous le niveau de base des vagues de tempête). Bon nombre des cycles sont le produit de la migration de crêtes de sable sur une plate-forme épicontinentale. Cependant, tel que décrit ci-dessous, la fluctuation du niveau marin a également influencé la sédimentation de la Formation d'Awingak, et il est possible de corréler quelques unités de shale dans une bonne partie du bassin. Une unité de shale trouvée au milieu de la Formation d'Awingak et reconnue sur une grande étendue dans l'est du bassin de Sverdrup, a permis la division de la formation en trois membres formels: le Membre de Cape Lockwood (grès), celui de Hot Weather (shale et siltstone) et celui de Slidre (grès) (Embry, 1986b).

Des cycles à granoclassement normal constitués de grès de grain très fin à moyen, de siltstone, de shale et d'une petite quantité de charbon se distinguent également dans la Formation d'Awingak. Il s'agit de dépôts de cours d'eau méandriques que l'on trouve uniquement sur la marge sud du bassin.

La Formation de Deer Bay recouvre en concordance la Formation d'Awingak et se compose de shale silteux de teinte gris moyen à gris foncé avec de minces intercalations de siltstone. Elle contient également des grès peu épais à grain très fin et criblés de terriers. Ces strates sont considérées comme étant des dépôts de plate-forme externe.

La section oxfordienne à berriasienne de la Formation de Mackenzie King est composée de shale gris foncé à noir

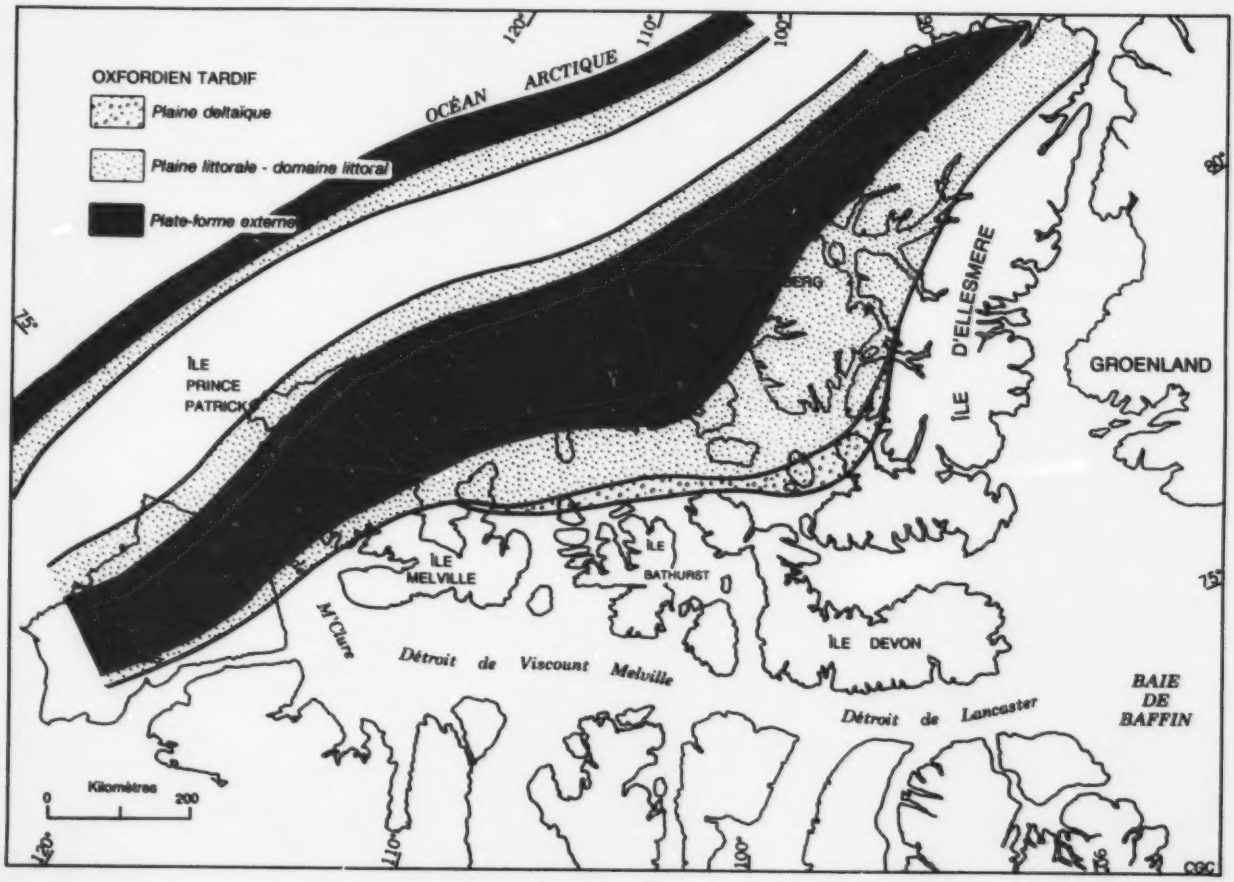


Figure 14-44. Paléogéographie de l'Oxfordien tardif.

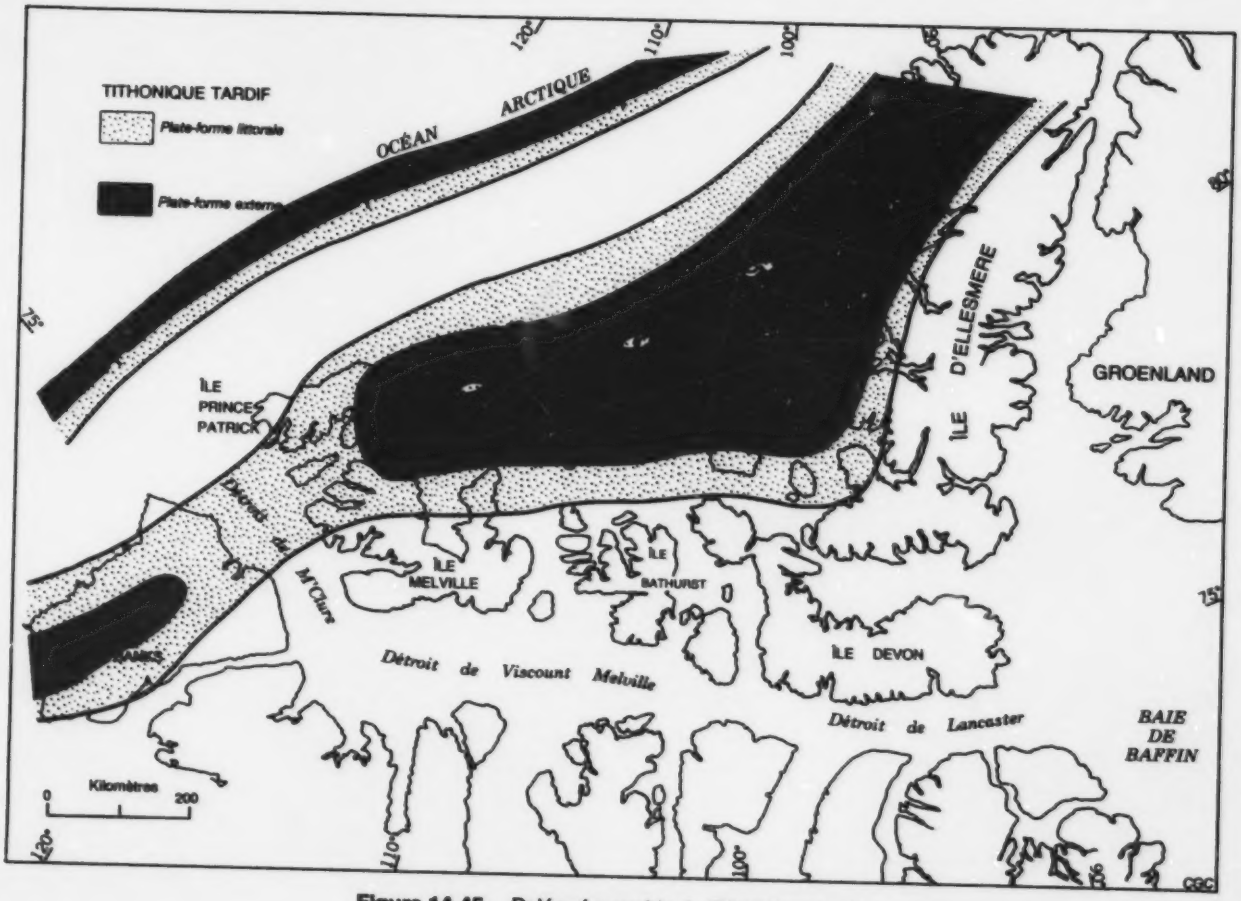


Figure 14-45. Paléogéographie du Tithonique tardif.

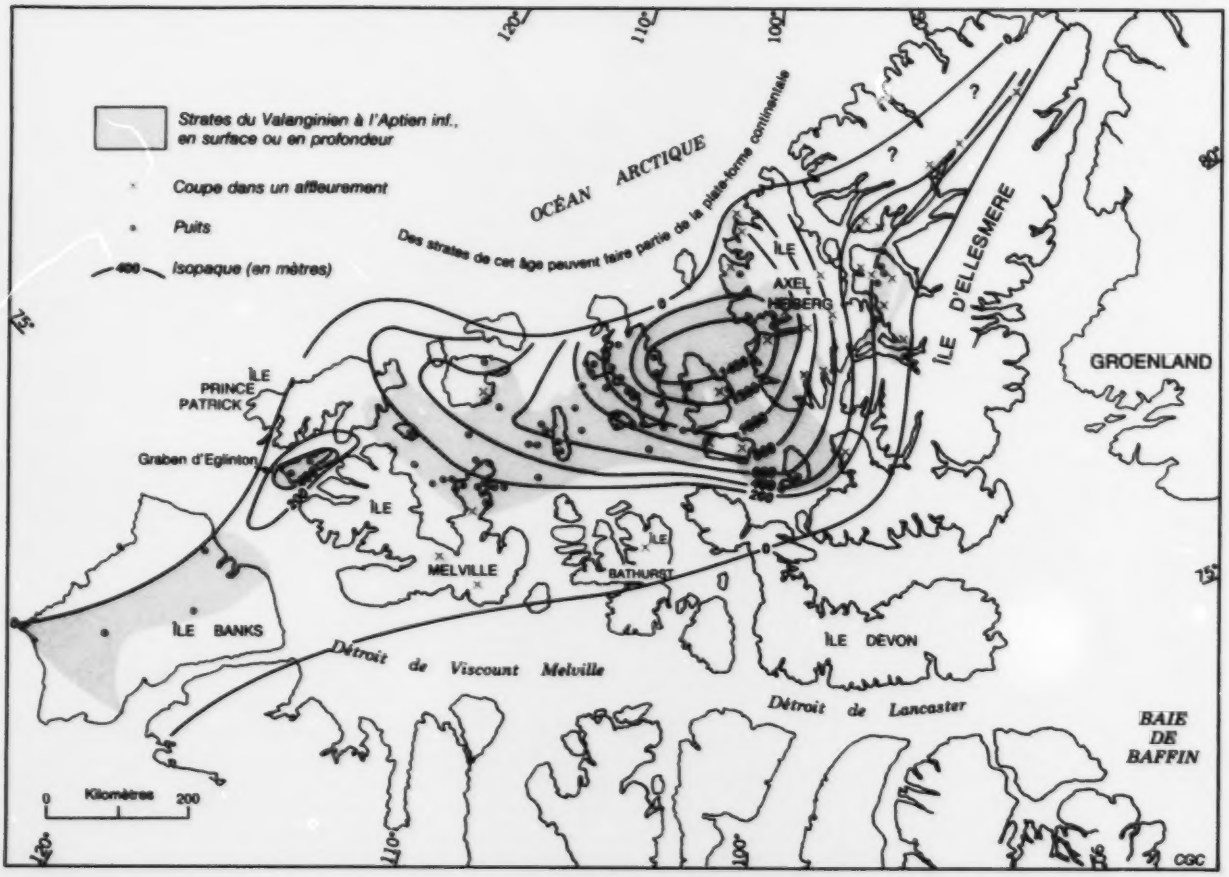


Figure 14-46. Répartition et carte isopaque des strates du Valanginien et de la partie inférieure de l'Aptien.

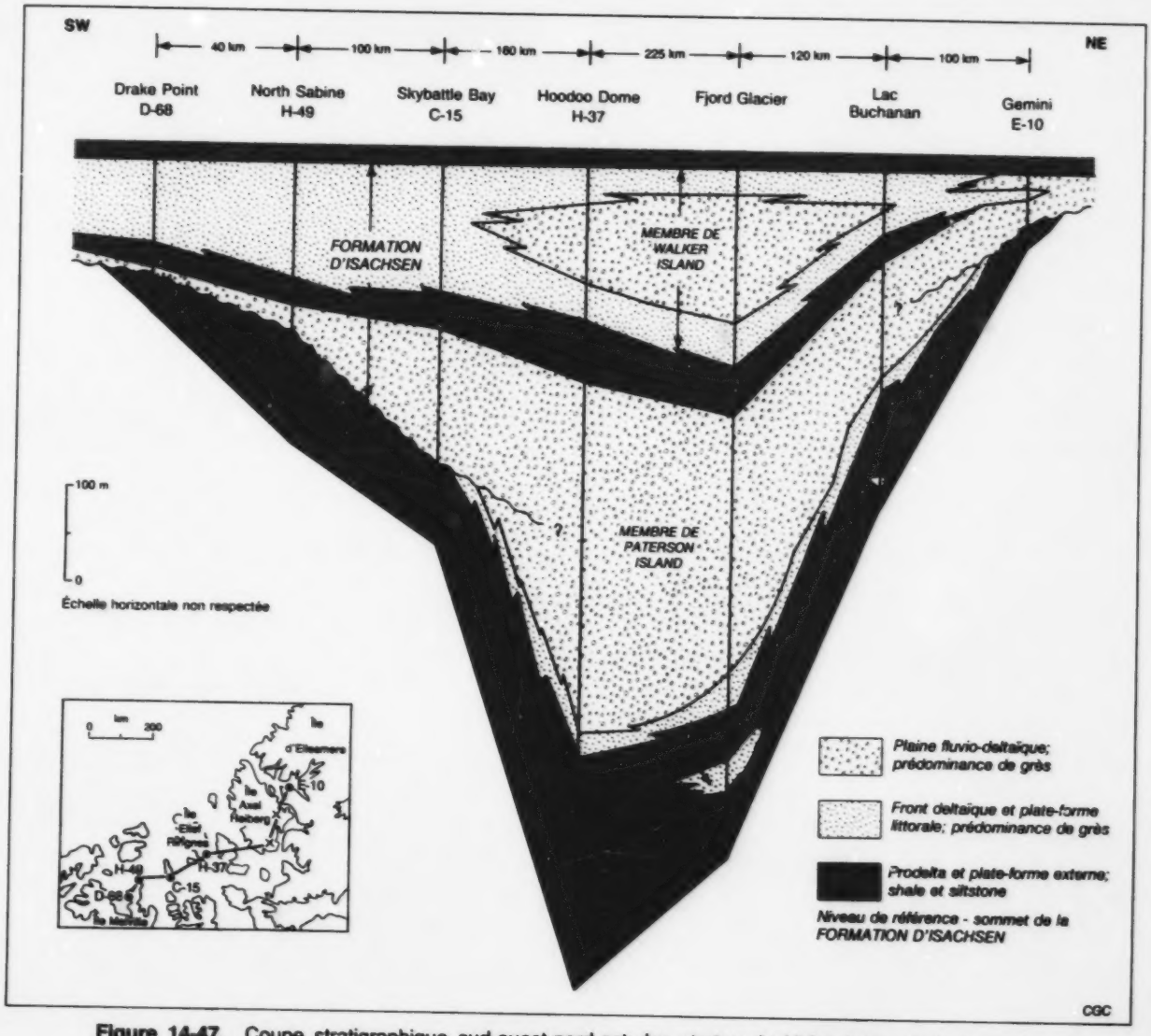


Figure 14-47. Coupe stratigraphique sud-ouest-nord-est des strates du Valanginien et de la partie inférieure de l'Aptien.

Figure 14-48. Shale et siltstone de la partie supérieure de la Formation de Deer Bay et formation sus-jacente d'Isachsen, à prédominance de grès, dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg. Pl = Membre de Paterson Island; R = Membre de Rondon.

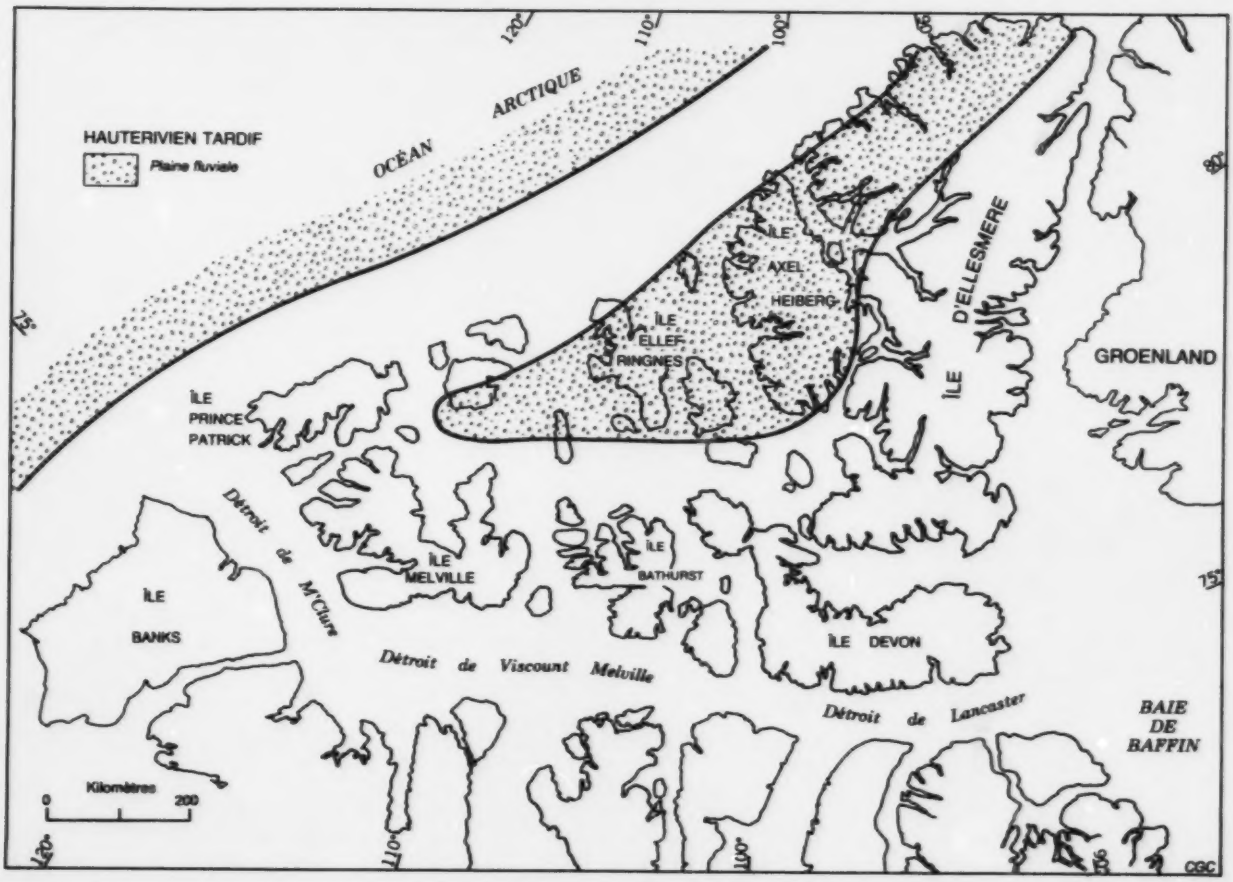


Figure 14-49. Paléogéographie du Hauterivien tardif.

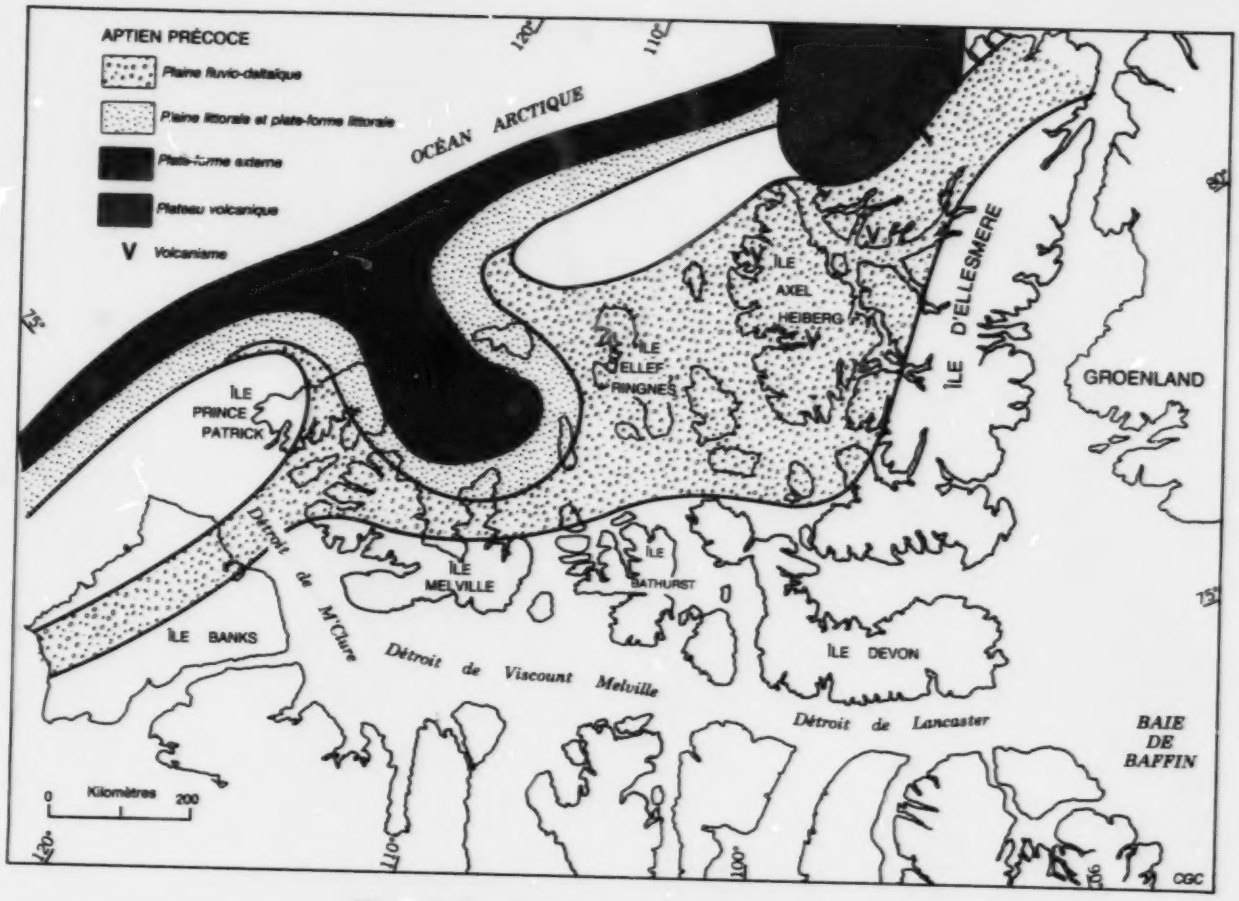


Figure 14-50. Paléogéographie de l'Aptien précoce.

interstratifié avec des siltstones. Des shales foncés riches en matières organiques tendent à prédominer dans la partie inférieure. Ces lithologies représentent des sédiments de plate-forme externe qui se sont accumulés bien au-dessous du niveau de base des vagues.

La figure14-42 illustre la stratigraphie de l'Oxfordien au Berriasien dans la partie ouest du bassin de Sverdrup. La Formation de Ringnes forme une mince unité basale dans toute la région. La formation sus-jacente d'Awingak se divise en cinq unités de grès séparées les unes des autres par des unités de shale et de siltstone. La majeure partie de la Formation d'Awingak est constituée de dépôts de plate-forme marine, bien que des sédiments de plaine deltaïque deviennent plus fréquents en bordure du bassin. Chaque couple shale-grès est un cycle de transgression-régression, et cinq cycles ont été identifiés dans cet intervalle. Les limites des cycles ont été délimitées à partir de la Formation d'Awingak jusqu'à la Formation de Deer Bay, et les contacts sont marqués par des shales argileux qui reposent sur des siltstones ou des grès à grain très fin. Les cycles datent du début de l'Oxfordien, de la fin de l'Oxfordien au début du Kimméridgien, de la fin du Kimméridgien au début du Tithonique, de la fin du Tithonique et de la toute fin du Tithonique au Berriasien. Le deuxième cycle met en évidence la progradation maximale de la Formation d'Awingak, et les grès des cycles suivants sont de moins en moins étendus.

Dans le bassin de Banks, les directions stratigraphiques sont méconnues à cause du manque de données (deux puits). Dans le puits septentrional, l'intervalle est composé de 120 m de grès, de siltstone et de shale interstratifiés de la Formation d'Awingak. Ces roches reposent en discordance sous la Formation d'Isachsen et représentent la partie inférieure de l'intervalle. Le puits méridional contient 396 m de shale et de siltstone attribués à la Formation de Mackenzie King.

La figure14-43 est une carte isopaque de la Formation d'Awingak; elle montre que les sédiments de l'Oxfordien-Berriasien sont dérivés principalement du sud. Cependant, l'existence d'unités de grès correspondant à la partie supérieure du Tithonique au Berriasien au sein de la Formation de Mackenzie King, le long de la marge nord-ouest du bassin, témoigne de la présence d'une région source au nord-ouest qui s'étendait peut-être tout le long de la plate-forme actuelle. La zone de sédimentation principale semble se trouver dans le rentrant sud-est du bassin. Des apports considérables de sédiments ont également été

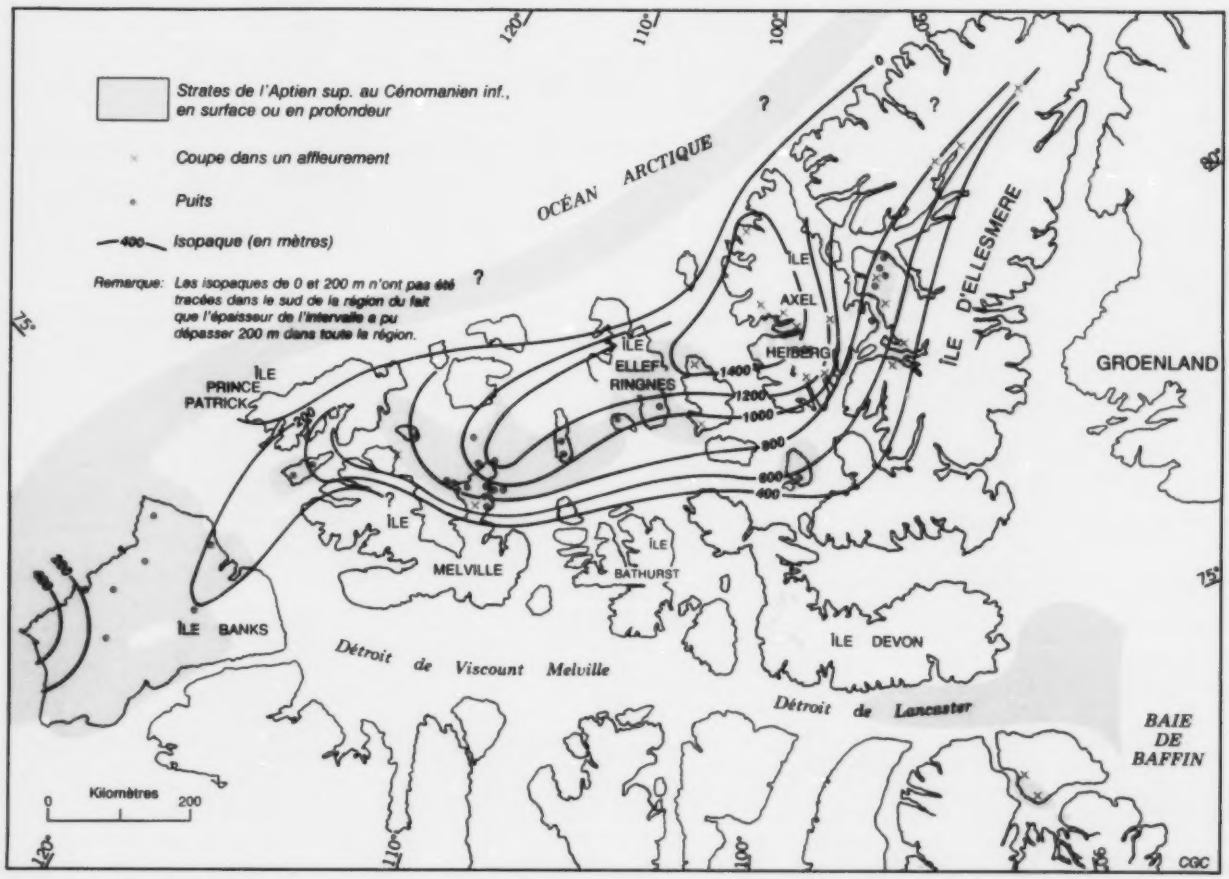


Figure 14-51. Répartition et carte isopaque des strates de la partie supérieure de l'Aptien à la partie inférieure du Cénomanien.

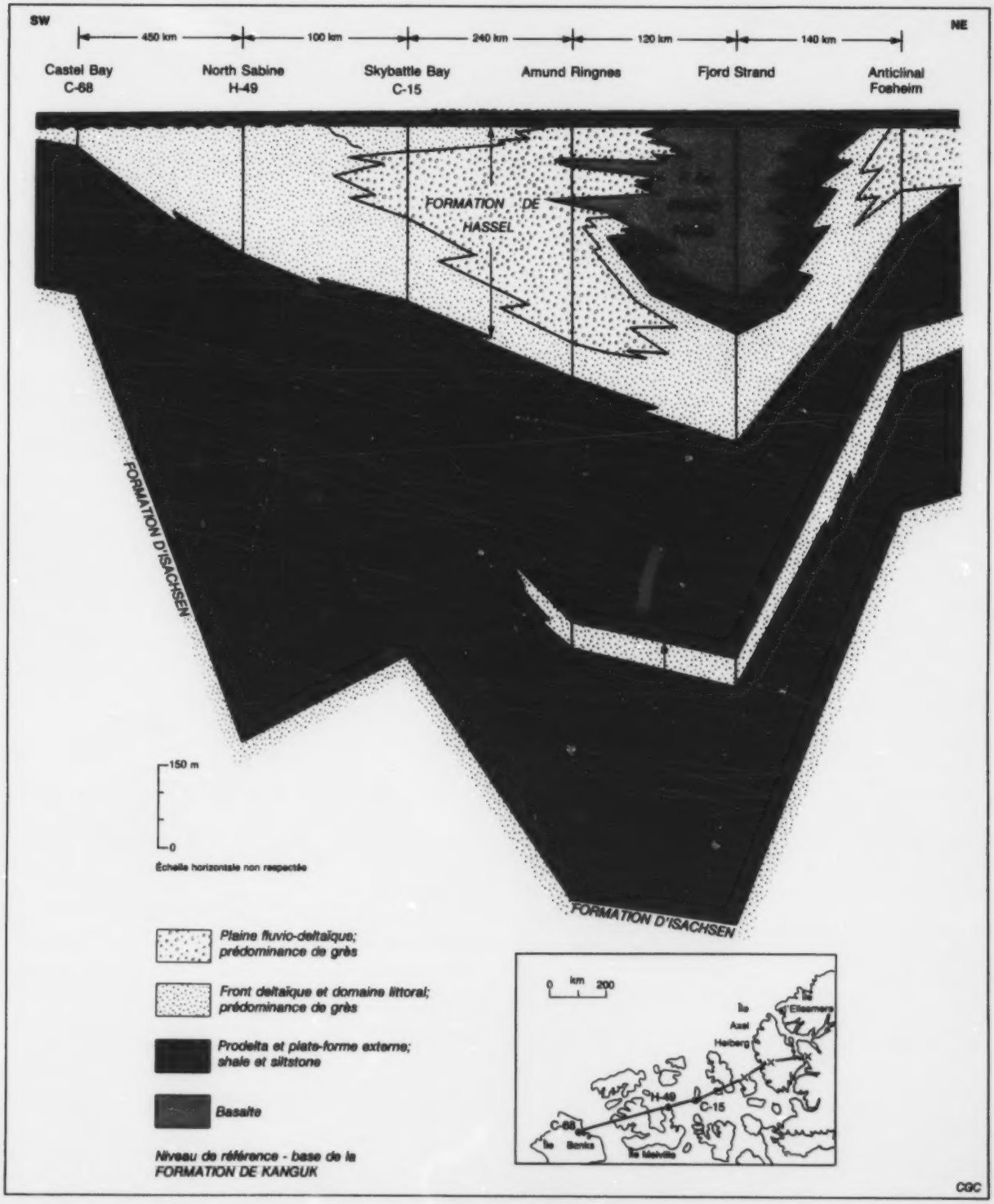


Figure 14-52. Coupe stratigraphique nord-est-sud-ouest des strates de la partie supérieure de l'Aptien à la partie inférieure du Cénomanien, dans le bassin de Banks et le bassin de Sverdrup.

Figure 14-53. Strates de la partie supérieure de l'Aptien à la partie inférieure du Cénomanien dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg; C = Formation de Christopher, H = Formation de Hassel, B = Formation de Bastion Ridge, SF = Formation de Strand Fiord.

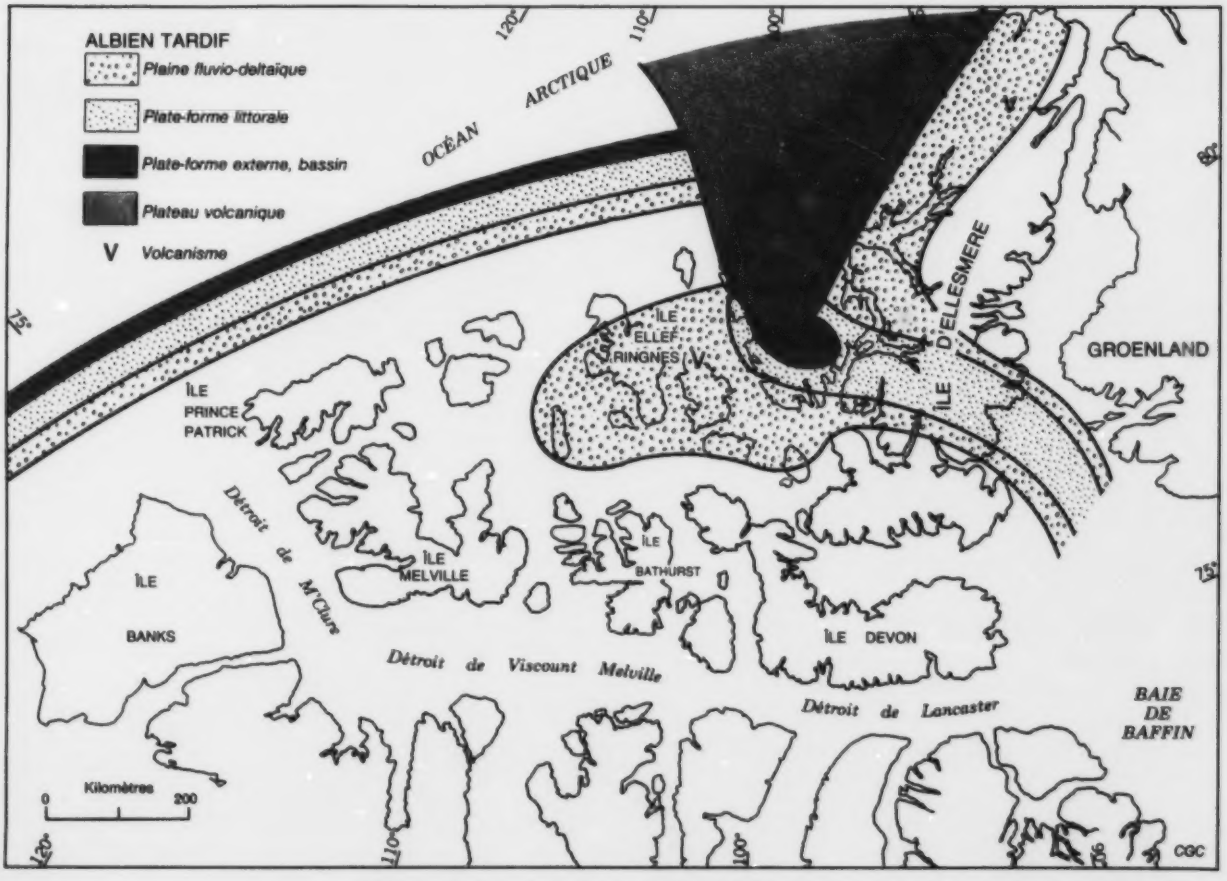


Figure 14-54. Paléogéographie de l'Albien tardif.

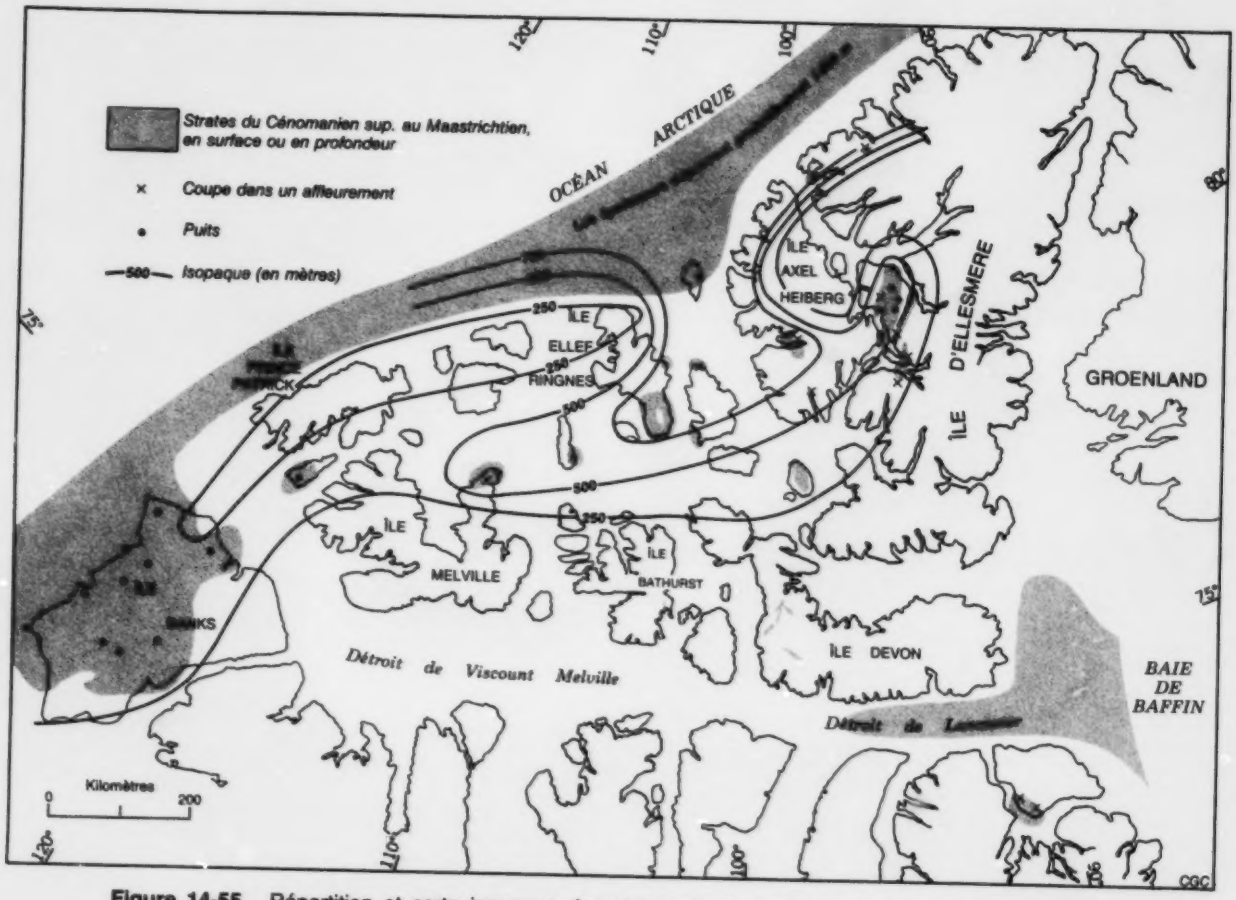


Figure 14-55. Répartition et carte isopaque des strates de la partie supérieure du Cénomanien au Maastrichtien.

relevés sur la presqu'île Sabine et sur l'île Prince Patrick, dans la partie ouest du bassin de Sverdrup.

L'évolution séquentielle de l'Oxfordien au Berriasien a commencé avec une hausse du niveau marin au début de l'Oxfordien, époque à laquelle un milieu de plate-forme externe s'est prolongé jusque sur les marges du bassin. Le bassin de Banks a été inondé par la transgression, puis a été occupé par un détroit nord-sud au cours de ce même intervalle de temps. À la suite de la transgression, des sables épicontinentaux (partie inférieure de la Formation d'Awingak) ont progradé sur des boues et silts de plate-forme externe (Formation de Ringnes) au cours de l'Oxfordien. L'apport de sédiments a eu lieu principalement dans le sud-est du bassin de Sverdrup, endroit où la progradation a atteint son maximum. Une plate-forme épicontinentale sur laquelle se trouvaient des cordons de sable mobiles s'est établie dans une grande partie de l'est et du sud du bassin au maximum de la régression (fig. 14-44).

Trois cycles de transgression-régression ont eu lieu du Kimméridgien à la fin du Berriasien. Chaque cycle a débuté par une hausse relative du niveau marin qui a été suivie par la progradation vers le bassin de sables épicontinentaux. L'étendue maximale des sables vers la mer libre a diminué à chaque cycle successif, signe qu'une réduction progressive de l'apport de sédiments a probablement eu lieu au cours de cet intervalle. Les sables du Tithonique supérieur au Berrasien se trouvent uniquement en bordure du bassin, et les zones principales de sédimentation maximale se situaient dans la partie ouest du bassin de Sverdrup (fig. 14-45). Le bassin proto-amérasiatique a continué de se former tout au long de la période s'étendant du Jurassique tardif au tout début du Crétacé et a vraisemblablement été occupé par un détroit au cours de cette période. Une transgression importante au début du Valanginien a signalé le début de l'intervalle suivant.

Du Valanginien au début de l'Aptien

Des strates datant du Valanginien au début de l'Aptien sont conservées principalement dans le centre et l'ouest du bassin de Sverdrup. Elles y affleurent dans la plupart des îles et elles ont également été pénétrées par de nombreux puits (fig.14-46). Dans l'est du bassin, elles se manifestent dans des synclinaux très éloignés les uns des autres, et des coupes de surface ont été mesurées à de nombreux endroits. De plus, cinq puits ont pénétré les strates de la péninsule

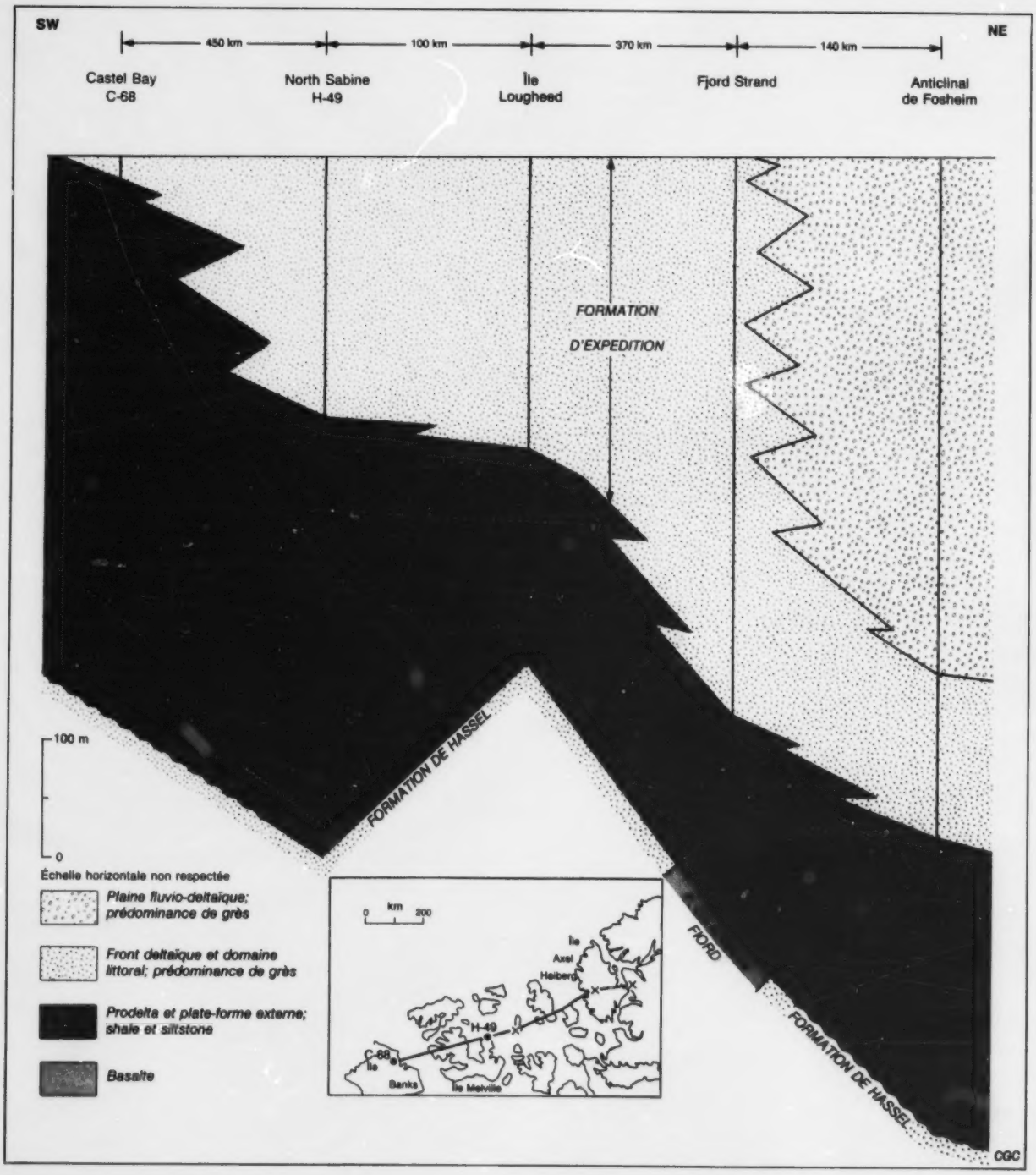


Figure 14-56. Coupe stratigraphique nord-est-sud-ouest des strates de la partie supérieure du Cénomanien au Maastrichtien.

Figure 14-57. Shale noir bitumineux de la Formation de Kanguk reposant sur des grès blancs de la Formation de Hassel, dans la partie ouest de l'île d'Ellesmere.

Figure 14-58. Shale et siltstone de la partie supérieure de la Formation de Kanguk (K) sur lesquels reposent en concordance des grès blancs de la Formation d'Expedition (E), île d'Ellesmere.

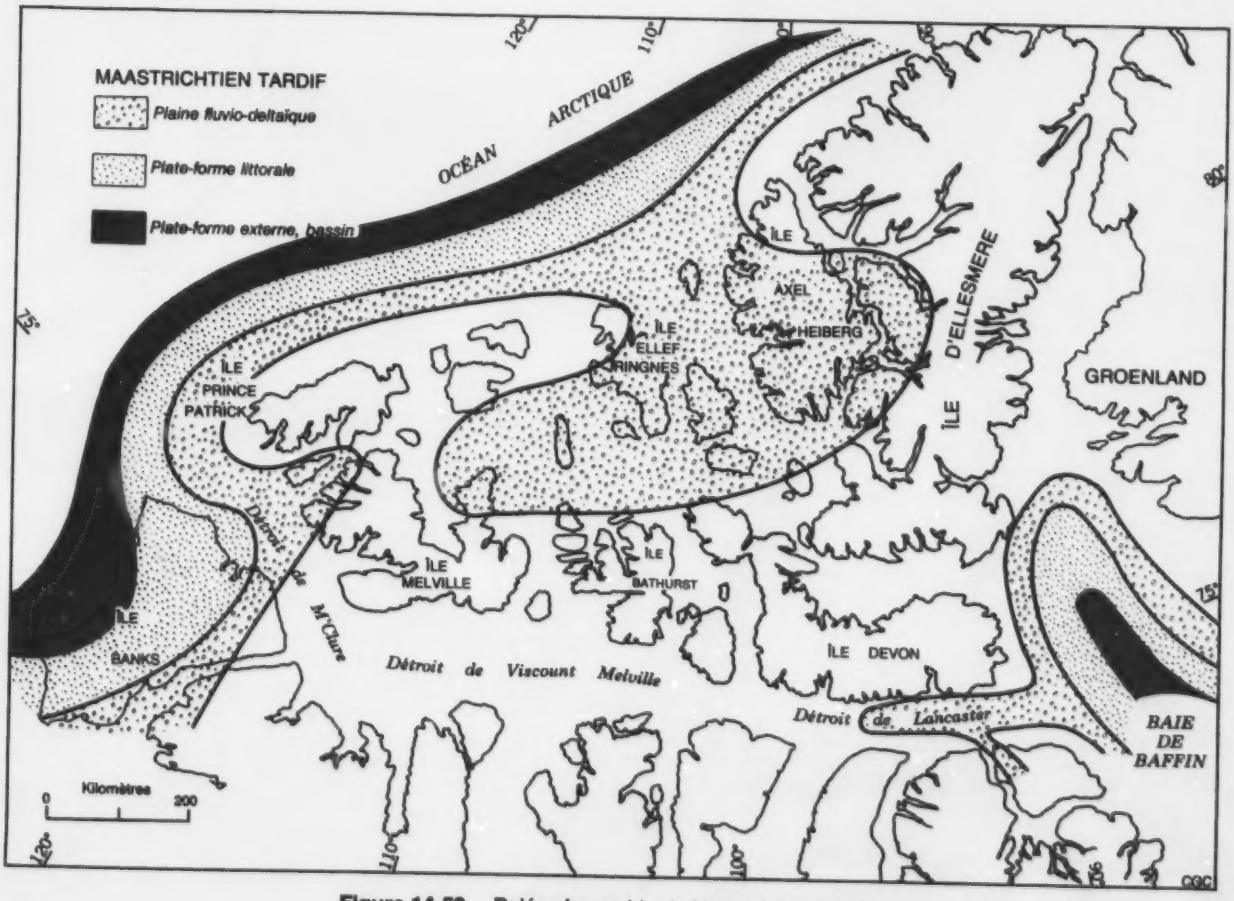


Figure 14-59. Paléogéographie du Maastrichtien tardif.

Fosheim, dans l'île d'Ellesmere. À l'extérieur du bassin de Sverdrup, des strates du Valanginien au début de l'Aptien se retrouvent dans la région du graben d'Eglinton et du bassin de Banks, où il existe un contrôle stratigraphique en surface et en subsurface, et dans le centre est de l'île Melville, où l'on rencontre des affleurements dispersés (fig. 14-46).

La principale zone de sédimentation maximale a coïncidé avec le centre du bassin de Sverdrup, où les dépôts atteignent plus de 1 400 m d'épaisseur (fig. 14-46). Les strates sont tronquées brusquement le long de la marge nord-ouest du bassin, et les épaisseurs sont inconnues dans le nord-est du bassin puisque les strates n'y ont pas été conservées. Une zone locale de sédimentation maximale s'est formée dans le graben d'Eglinton, où les sédiments atteignent plus de 500 m d'épaisseur.

Le cadre stratigraphique pour l'intervalle du Valanginien au début de l'Aptien est donné à la figure 14-47. La partie inférieure argileuse de la séquence fait partie soit de la Formation de Deer Bay, soit de la Formation de Mackenzie King. Le contact basal est concordant et se trouve à la base d'une unité de shale argileux qui fait partie de l'une de ces deux formations. Sur les marges du bassin, l'unité de shale recouvre la Formation d'Awingak et comprend toute la Formation de Deer Bay. Ces strates argileuses sont composées principalement de shale et de siltstone gris foncé renfermant différents types de concrétions. La concrétion la plus caractéristique consiste en de petites rosettes de calcite connues sous le nom de «hérissons» (hedgehogs) ou automorphes polaires (Kemper et Schmitz, 1975). Les strates sont interprétées comme ayant été mises en place dans un milieu qui a pu varier de celui d'un prodelta à celui d'une plate-forme externe.

Une unité de grès, appelée Membre de Glacier Fiord (Embry, 1985a), existe dans la partie supérieure de la Formation de Deer Bay, dans le sud-est du bassin de Sverdrup. Son épaisseur maximale est de 30 m et sa granulométrie passe de très fine a moyenne vers le sommet de la formation. Le grès se caractérise par la présence de terriers, d'une stratification oblique en mamelons et d'une stratification horizontale, et est considéré comme étant un dépôt de plate-forme épicontinentale.

La portion arénacée sus-jacente de la séquence fait partie de la Formation d'Isachsen. Dans une grande partie du bassin de Sverdrup, la Formation d'Isachsen se divise en trois membres, ceux de Paterson Island, de Rondon et de Walker Island (fig. 14-47). Dans la partie centrale du bassin, le Membre de Paterson Island recouvre en concordance du shale et du siltstone de la Formation de Deer Bay (fig. 14-48) ou de la Formation de Mackenzie King. Dans ces régions, la partie inférieure du membre est constituée de cycles à granoclassement inverse accumulés en milieu de front deltaïque, tandis que la plus grande partie du membre se compose de cycles à granoclassement normal de matériaux provenant d'une plaine deltaïque. Ces strates contiennent des filons houillers dont l'épaisseur atteint jusqu'à 2 m. Sur les marges du bassin, le Membre de Paterson Island repose en discordance sur la Formation de Deer Bay ou des strates plus anciennes, et se compose principalement de grès de chenaux fluviatiles. Les grès du Membre de Paterson Island sont habituellement de grain moyen à très grossier, et contiennent des cailloux de quartz et de quartzite pouvant avoir 30 cm de diamètre. Des coulées de basalte gisant au sein du Membre de Paterson Island se distinguent à deux endroits dans l'île Axel Heiberg (Embry et Osadetz, 1988). Le Membre de Paterson Island atteint un maximum de 880 m d'épaisseur et s'amincit nettement sur les marges sud et est du bassin, où il forme un biseau d'aggradation sur la discordance (fig. 14-47).

Le Membre de Rondon est constitué d'une interstratification de shale gris, de siltstone et de grès très fin disposés en cycles à granoclassement inverse. En général, le shale et le siltstone prédominent. Les dépôts se sont accumulés sur une plate-forme externe.

Le Membre de Walker Island recouvre en concordance le Membre de Rondon et s'apparente au Membre de Paterson Island. La partie inférieure est constituée de cycles à granoclassement inverse de matériaux accumulés en milieu de front deltaïque, et ces strates supportent des cycles à granoclassement normal de matériaux provenant d'une plaine deltaïque. Dans le nord et le centre ouest de l'île Axel Heiberg et le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, le Membre de Walker Island comprend des coulées basaltiques et des roches pyroclastiques (Embry et Osadetz, 1988).

Dans certaines régions, la Formation d'Isachsen ne peut se diviser en ces trois membres. Dans le nord et le centre de l'île d'Ellesmere, dans l'île Graham et à proximité du bassin de Banks, le Membre de Rondon ne peut être distingué et des équivalents des trois membres sont présents au sein d'une formation non subdivisée à prédominance de grès. Dans le sud-ouest du bassin (îles Mackenzie King et Emerald), le Membre de Walker Island passe à du shale et à du siltstone, et les équivalents des membres de Rondon et de Walker Island sont attribués à la formation basale de Christopher.

Trois cycles de transgression-régression sont reconnus dans la séquence s'étendant du Valanginien au début de l'Aptien. Le premier cycle remonte au début du Valanginien et comprend le Membre de Glacier Fiord et les strates sous-jacentes de shale et de siltstone. Le deuxième cycle date de la fin du Valanginien au début du Barrémien et comprend les strates de Deer Bay au-dessus du Membre de Glacier Fiord et le Membre de Paterson Island de la Formation d'Isachsen. Le troisième cycle T-R date de la fin du Barrémien au début de l'Aptien et comprend les membres de Rondon et de Walker Island de la Formation d'Isachsen. Les roches représentant les deux premiers cycles ne sont présentes que dans le bassin de Sverdrup. Le troisième cycle est représenté dans le bassin et aussi à proximité du graben d'Eglinton et du bassin de Banks ainsi que sur la Plate-forme de l'Arctique.

Les mesures des paléocourants et les relations de faciès indiquent que la région source principale se trouvait au sud et à l'est des bassins de Sverdrup et de Banks. D'autres petites régions sources se trouvaient au nord-ouest.

Cet intervalle de sédimentation a commencé avec une hausse importante du niveau marin et une transgression au tout début du Valanginien. Des lignes de rivage ont été établies au sud et à l'est des limites actuelles du bassin de Sverdrup et la plate-forme externe était très étendue. Pendant la régression subséquente (au début du Valanginien), des sables épicontinentaux (Membre de Glacier Fiord) ont progradé sur des boues et silts accumulés au large des côtes (Formation de Deer Bay) et l'apport de

sable a atteint son maximum dans le sud-est où les sables se sont étendus jusque dans le bassin.

Une hausse du niveau marin à la fin du Valanginien a encore une fois permis l'établissement d'une plate-forme externe dans l'ensemble du bassin de Sverdrup. Par la suite, l'apport de matériaux clastiques a beaucoup augmenté et d'importants complexes deltaïques (Membre de Paterson Island) ont progradé dans le bassin à partir des marges sud et est. Les marges du bassin ont été mises à découvert et, à la fin du Hauterivien, le bassin de Sverdrup était occupé par une plaine fluviatile entourée de soulèvements marginaux (fig. 14-49). Un important épisode de rifting aurait touché le bassin amérasiatique à cette époque et la bordure de Sverdrup, l'arche entre les deux bassins, a connu un soulèvement majeur.

Une hausse importante du niveau marin et une transgression ont eu lieu au Barrémien moyen et une bonne partie du bassin de Sverdrup a été transformée en une plate-forme externe (Membre de Rondon). À cette époque, des sédiments d'origine fluviatile à estuarienne ont commencé à s'accumuler dans le bassin de Banks et sur la Plate-forme de l'Arctique. Au cours de la fin du Barrémien et au début de l'Aptien, des deltas ont une fois de plus progradé sur les parties est et centrale du bassin de Sverdrup, et une plaine fluvio-deltaïque (Membre de Walker Island) a couvert ces portions du bassin au maximum de la régression (fig. 14-50). Des coulées volcaniques se sont épanchées sur la plaine deltaïque dans le nord de l'île d'Ellesmere et dans l'île Axel Heiberg, et des dykes et filons-couches basiques ont été mis en place dans une grande partie du bassin.

Fin de l'Aptien au début du Cénomanien

Les strates de cet intervalle sont conservées principalement dans la partie ouest du bassin de Sverdrup et dans le bassin de Banks. Ces régions sont caractérisées par un relief atténué et de mauvais affleurements. La plupart des puits forés débutent dans la partie inférieure de la séquence. Dans la partie est du bassin de Sverdrup, les strates reposent dans des synclinaux dispersés à partir du secteur ouest de l'île Axel Heiberg jusque dans le nord-est de l'île d'Ellesmere (fig. 14-51). Quelques buttes-témoins se remarquent au sud du bassin de Sverdrup dans les îles Melville, Devon et Bylot.

Les strates de la partie supérieure de l'Aptien et de la partie inférieure du Cénomanien ont plus de 1 400 m d'épaisseur dans le centre du bassin de Sverdrup (fig. 14-51). De telles épaisseurs ont été relevées également dans le nord de l'île Axel Heiberg, où un édifice volcanique épais (800 m) coiffe la séquence. Les épaisseurs sont inconnues presque partout dans le nord-est du bassin de Sverdrup. L'isopaque zéro a été établie dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere. Dans le bassin de Banks, les épaisseurs sont habituellement inférieures à 300 m sauf dans sa partie sud-est, où les dépôts atteignent plus de 400 m d'épaisseur. Des épaisseurs considérables pourraient être présentes sur les plates-formes et talus continentaux de l'océan Arctique et de la baie de Baffin, mais aucune donnée ne permet de confirmer cette hypothèse.

Le cadre stratigraphique pour cet intervalle est illustré à la figure 14-52 à l'aide d'une coupe stratigraphique transversale qui s'étend du bassin de Banks jusqu'au bord oriental du bassin de Sverdrup. La partie inférieure de la séquence est composée de strates argileuses de la Formation de Christopher, qui repose en concordance sur la Formation d'Isachsen.

Une grande partie de la Formation de Christopher est divisée en deux membres. Le membre inférieur (Invincible Point), est composé surtout de shale silteux et de siltstone gris foncé accumulés en milieu extracôtier. Des couches de grès de grain très fin à moyen se présentent dans ce membre inférieur et se manifestent le plus fréquemment dans sa partie supérieure. Les grès, accumulés en milieu de plate-forme marine, sont caractérisés par une stratification oblique en mamelons et par la présence de terriers. Dans la plus grande partie du bassin, ces grès sont riches en quartz, mais dans le nord de l'île Axel Heiberg, ils se composent surtout de débris volcaniques.

Des shales riches en argile du membre basal de Macdougall Point reposent en concordance sur le Membre d'Invincible Point. Le contenu en silt augmente progressivement vers le sommet du membre, et des unités peu épaisses de grès de grain très fin à moyen se remarquent dans sa partie la plus élevée. Les strates se sont accumulées en milieu prodeltaïque et en milieu de plate-forme marine externe.

La Formation de Hassel à prédominance de grès recouvre la Formation de Christopher; le contact est concordant partout sauf à quelques endroits dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere. Dans la plupart des régions du bassin de Sverdrup, la partie basale de la Formation de Hassel comporte des cycles à granoclassement inverse de front deltaïque. La plus grande partie de la formation, mise en place en milieu de plaine deltaïque, se compose d'une interstratification de grès de grain fin à grossier, de siltstone et de shale avec une petite quantité de charbon. Exceptionnellement, dans l'ouest de l'île Axel Heiberg et le centre de l'île d'Ellesmere, la Formation de Hassel se compose entièrement de cycles à granoclassement inverse accumulés en milieu de plate-forme marine. Du grès de grain fin à moyen prédomine dans les coupes, mais près du centre du bassin, un assemblage épais (90 m) de shale et de siltstone occupe le milieu de la formation.

Sur les flancs du bassin de Sverdrup et dans le bassin de Banks, la Formation de Hassel constitue la partie sommitale de cet intervalle. Elle est recouverte en discordance par la Formation de Kanguk. Dans le centre du bassin de Sverdrup, deux unités stratigraphiques supplémentaires se présentent dans la partie supérieure de l'intervalle, soit les formations de Bastion Ridge et de Strand Fiord (fig. 14-52).

La Formation de Bastion Ridge, trouvée dans l'ouest de l'île Axel Heiberg, est composée de shale silteux gris foncé accumulé en milieu de plate-forme marine externe. Une unité de grès de grain très fin à fin, caractérisé par la présence de terriers ou de stratification oblique en mamelons, coiffe la formation dans les endroits les plus méridionaux où elle se présente.

La Formation de Strand Fiord se compose principalement de coulées basaltiques subaériennes; on la trouve dans le centre ouest et le nord-ouest de l'île Axel Heiberg (fig. 14-53). Dans le centre de l'île Axel Heiberg, la Formation de Strand Fiord recouvre en concordance la Formation de Bastion Ridge et est latéralement équivalente au shale et au grès de cette dernière (Ricketts et al., 1985; Embry et Osadetz, 1988). L'épaisseur de la formation augmente vers

le nord pour atteindre 789 m et plus; toujours au nord, la formation repose en discordance sur la Formation de Hassel.

Trois cycles de transgression-régression se présentent dans cet intervalle:

1. De la fin de l'Aptien au début de l'Albien: Membre d'Invincible Point, Formation de Christopher,

2. du milieu de l'Albien à la fin de l'Albien: Membre de Macdougall Point et partie inférieure de la Formation de Hassel,

3. de la fin de l'Albien au début du Cénomanien: Formation de Bastion Ridge et Formation de Strand Fiord.

L'évolution séquentielle de cet intervalle a commencé avec une transgression majeure à la fin de l'Aptien et au tout début de l'Albien, transgression qui a produit un milieu de plate-forme externe (Formation de Christopher) dans les bassins de Sverdrup et de Banks. Une régression a eu lieu au cours du début de l'Albien et il y a eu progradation de sable d'origine épicontinentale vers le centre du bassin. Les sources étaient situées principalement à l'est et au sud. Un centre volcanique a vraisemblablement existé au nord-est.

Une transgression au milieu de l'Albien a réinstauré une plate-forme externe dans la région. Cet événement a été suivi par une régression majeure, et par la progradation d'un complexe deltaïque (Formation de Hassel) jusque dans le centre ouest du bassin de Sverdrup au cours de la période s'étendant du milieu à la fin de l'Albien.

Une transgression à la fin de l'Albien a créé un milieu de plate-forme externe dans le centre du bassin de Sverdrup (Formation de Bastion Ridge); en revanche, des sables deltaïques et d'origine épicontinentale ont prédominé dans le reste du bassin. Au cours de la régression subséquente, des sables de mer peu profonde ont progradé vers l'intérieur du bassin, et un vaste édifice volcanique (Formation de Strand Fiord) s'est édifié dans le nord-est du bassin (fig. 14-54).

Pendant cet intervalle, des sédiments ont dû s'accumuler dans les bassins d'effondrement de l'océan proto-Arctique. Des deltas majeurs ont peut-être progradé vers le bassin à partir de la Plate-forme soulevée de l'Arctique et de la bordure de Sverdrup qui séparait le bassin de Sverdrup des bassins d'effondrement de l'océan proto-Arctique. Les rifts de la mer du Labrador et de la baie de Baffin ont été créés au cours de cet intervalle de temps et il s'est formé, à cet endroit, un détroit qui reliait le bassin de Sverdrup et l'océan Atlantique (fig. 14-54).

Fin du Cénomanien au Maastrichtien

Des strates de la fin du Cénomanien au Maastrichtien occupent une gamme de milieux géologiques mais ne sont conservées que sporadiquement. Au sein du bassin de Sverdrup, elles se présentent dans de nombreuses zones synclinales relativement petites (fig. 14-55). Dans le centre et l'ouest du bassin, elles sont exposées en surface tandis qu'à l'est, elles reposent habituellement sous des strates tertiaires épaisses. Au sud-ouest, des sédiments de cet intervalle sont trouvés dans le sud de l'île Eglinton et dans une bonne partie de l'île Banks où des puits ont pénétré la séquence. Sur la Plate-forme de l'Arctique, les strates sont conservées dans de petits grabens dans les îles Bathurst, Cornwallis, Devon, Somerset et Bylot. Des dépôts du Cénomanien supérieur au Maastrichtien sont probablement également présents sur les plates-formes et talus continentaux de l'océan Arctique et de la baie de Baffin, et dans le détroit de Lancaster (Hea et al., 1980).

Les épaisseurs sont difficiles à déterminer pour cet intervalle, car les points de contrôle sont peu nombreux et très espacés. Des épaisseurs supérieures à 250 m ont été mesurées dans les bassins de Sverdrup et de Banks et dans l'île Bylot. La principale zone de sédimentation maximale a dû se trouver dans l'est du bassin de Sverdrup, où les épaisseurs dépassent 750 m (fig. 14-55). Des séquences épaisses pourraient aussi exister sur les plates-formes continentales et à proximité du détroit de Lancaster.

Le cadre stratigraphique de la séquence de la partie supérieure du Cénomanien et du Maastrichtien est donné à la figure 14-56, qui est une coupe stratigraphique transversale s'étendant de la partie est du bassin de Sverdrup jusqu'au bassin de Banks. La Formation de Kanguk comprend la partie argileuse de la séquence et repose habituellement sur la Formation de Hassel, le contact variant de concordant à discordant (fig. 14-57). Dans l'île Banks, la Formation de Kanguk repose en discordance sur des strates qui s'échelonnent du Crétacé au Dévonien. Dans l'île Meighen, les pélites de la Formation de Kanguk reposent en discordance sur des strates du Trias supérieur.

La partie inférieure de la Formation de Kanguk se compose normalement de shales feuilletés bitumineux de couleur noire qui représentent des dépôts de plate-forme externe à faible remplissage sédimentaire. Des couches de bentonite sont souvent présentes dans ces strates. Les shales de la Formation de Kanguk pâlissent et deviennent moins bitumineux et plus silteux vers le sommet, et la partie supérieure de la formation comprend surtout des dépôts prodeltaïques. Des unités de grès habituellement glauconieux et criblés de terriers, se remarquent dans les coupes marginales de la Formation de Kanguk et représentent des dépôts de plate-forme épicontinentale. Une unité de grès marin de 50 m d'épaisseur trouvée dans la partie supérieure de la Formation de Kanguk, dans l'île Eglinton, a été nommée Membre d'Eglinton (Plauchut et Jutard, 1976).

La Formation d'Expedition à prédominance de grès du Groupe d'Eureka Sound (Ricketts, 1986) est séparée de la formation sous-jacente de Kanguk (fig. 14-58) par un contact graduel; elle comprend des strates du sommet de la partie supérieure du Crétacé. La partie inférieure de la formation est composée de cycles à granoclassement inverse accumulés en milieu de front deltaïque. Les strates sus-jacentes sont constituées de cycles à granoclassement normal de matériaux d'origine fluvio-deltaïque; des couches de charbon sont trouvées à proximité de la péninsule Fosheim. Une unité importante de shale d'origine prodeltaïque se présente près de la base de la Formation d'Expedition, dans l'ouest de l'île Axel Heiberg.

En général, le contact entre la Formation de Kanguk et la Formation d'Expedition est diachronique; c'est-à-dire qu'il va en rajeunissant vers l'ouest. La limite entre le Crétacé et le Tertiaire se situe généralement au sein ou au sommet de la Formation d'Expedition et varie de concordante à discordante.

Dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, cet intervalle est représenté par une séquence de 1000 m d'épaisseur de coulées volcaniques et de roches pyroclastiques avec une quantité moins importante de grès, de siltstone, de shale

et de charbon (roches volcaniques de Hansen Point, Trettin et Parrish, 1987). Les strates volcaniques sont de composition principalement basaltique, bien que des coulées de rhyolite et des roches pyroclastiques dacitiques et rhyolitiques soient aussi présentes (Embry et Osadetz, 1988). Les strates clastiques sont plus fréquentes dans la partie inférieure de la séquence et comprennent aussi bien des dépôts d'origine fluviatile que de plate-forme marine. Des associations de dinoflagellés trouvées dans quelques unités de shale ressemblent étroitement à celles de la Formation de Kanguk, qui date du Turonien au Campanien. Des associations de pollens et de spores semblent indiquer que les roches volcaniques de Hansen Point pourraient dater d'une époque aussi récente que le Maastrichtien (E. Davies, communication personnelle, 1986). Ces strates reposent en discordance sur la Formation de Nansen (Carbonifère-Permien).

Deux cycles de transgression-régression ont été reconnus provisoirement dans la séquence du Cénomanien supérieur au Maastrichtien. Le premier date de la fin du Cénomanien au début du Campanien, et la limite supérieure est placée à la base d'une unité de shale de la Formation d'Expedition et au sommet du Membre d'Eglinton. Le deuxième cycle date de la fin du Campanien au Maastrichtien, et son sommet est délimité par la base de la Formation de Strand Bay, une unité de shale d'âge paléocène du Groupe d'Eureka Sound (Ricketts, 1986).

L'intervalle correspondant à la partie supérieure du Cénomanien au Maastrichtien a commencé par une transgression qui a établi un milieu de plate-forme externe dans le bassin de Sverdrup. L'apport de sédiments a été faible, et les principaux dépôts dans une bonne partie du bassin ont été des boues bitumineuses et des cendres volcaniques. Le volcanisme a dominé l'extrémité nord-est du bassin. Au début du Campanien, des deltas ont progradé vers le sud et l'ouest à partir de terrains sources soulevés dans le nord-est du bassin de Sverdrup. Ce soulèvement et l'apport accru de sédiments connexe, ont annoncé un nouveau régime tectono-sédimentaire, qui a duré jusqu'à l'Éocène et culminé pendant la phase finale de l'orogenèse eurékienne.

Une transgression au milieu du Campanien a inondé la majeure partie de la région à l'exception du complexe deltaïque au nord-est. Une régression s'est produite à la fin du Campanien et au Maastrichtien, et des sédiments deltaïques ont progradé à travers le bassin de Sverdrup. À la fin du Mésozoïque, une grande partie de la région était soit en voie d'érosion, soit occupée par une plaine fluviodeltaïque, et la mer recouvrait les plates-formes continentales et la majeure partie du bassin de Banks (fig. 14-59). Le bassin d'effondrement de la baie de Baffin a continué à se former pendant cette période et un bras du rift s'est formé à proximité du détroit de Lancaster et de l'île Bylot.

FACTEURS AYANT INFLUENCÉ LA STRATIGRAPHIE MÉSOZOÏQUE

Bon nombre de facteurs ont influencé la stratigraphie et la sédimentation mésozoïques, notamment la subsidence et le soulèvement tectoniques, le magmatisme, l'halocinèse, les fluctuations eustatiques du niveau marin, l'apport de sédiments et les variations climatiques. Cette section examine chaque facteur brièvement dans le contexte de la séquence mésozoïque complète, et présente une interprétation des tendances apparentes.

Subsidence et soulèvement tectoniques

La carte isopaque du Mésozoïque (fig. 14-1) fournit une vue générale de la subsidence mésozoïque dans l'archipel arctique. Cette subsidence est la somme de la subsidence tectonique, de la compaction et de la subsidence due au poids des sédiments, et les auteurs antérieurs (Sweeney, 1977; Balkwill, 1978) qui ont analysé l'histoire dans ce domaine du bassin de Sverdrup ont fondé leurs interprétations sur l'ensemble des tendances de la subsidence. Des études récentes de la subsidence du bassin (par ex., Watts, 1982) font ressortir que les interprétations de l'évolution du bassin devraient être fondées sur la subsidence tectonique plutôt que sur la subsidence totale. Stephenson et al. (1987) ont estimé la subsidence tectonique dans le bassin de Sverdrup. La courbe qui en résulte a été interprétée comme représentant une subsidence thermique qui s'est affaiblie progressivement du Trias au tout début du Crétacé, une nouvelle subsidence due au rifting et à l'étirement de la croûte au Crétacé précoce, et une subsidence thermique au Crétacé tardif. La subsidence thermique du Trias et du Jurassique a été la continuation d'un régime de subsidence thermique qui a commencé au cours du Permien précoce et qui a suivi un stade de distension et une subsidence importante au Carbonifère et au Permien précoce.

Le soulèvement tectonique en bordure du bassin de Sverdrup a été reconnu en examinant les effets des discordances subaériennes présentes sur les flancs du bassin. La plupart des discordances ont une portée limitée le long des marges du bassin et sont interprétées comme étant le produit soit de chutes eustatiques du niveau marin, soit d'événements tectoniques mineurs. Des discordances de la toute fin de l'Aalénien, de la fin du Valanginien tardif au Hauterivien, du milieu du Cénomanien et de la fin du Maastrichtien ont une plus grande magnitude et ont été associées à l'activité de failles normales ou à l'intrusion de dykes et de filons-couches. Ces discordances ont une origine manifestement tectonique et sont probablement reliées à des événements tectoniques survenus dans le bassin amérasiatique adjacent (fig. 14-60). La discordance datant de la fin de l'Aalénien est le produit de rifting précoce associé à la naissance du bassin amérasiatique. La discordance datant de la fin du Valanginien au Hauterivien est interprétée comme étant le résultat du commencement d'un intervalle important de rifting qui a culminé à l'ouverture du bassin océanique. La discordance du milieu du Cénomanien, qui est surtout apparente sur la marge nord-ouest du bassin de Sverdrup, est considérée comme ayant coïncidé avec le début de l'expansion du fond océanique et est par conséquent une représentation cratonique de la «discordance de rupture» (Falvey, 1974) sur la plate-forme continentale de l'Arctique. Des strates sus-jacentes qui s'inclinent légèrement vers la mer sur des strates faillées du Crétacé inférieur et plus anciennes (Meneley et al., 1975), ont été mises en place pendant l'intervalle d'expansion du fond océanique lorsqu'il y a eu subsidence thermique des marges du bassin amérasiatique. La discordance de la toute fin du Maastrichtien pourrait marquer la fin de l'expansion du fond océanique dans le bassin

amérasiatique, bien que des soulèvements reliés aux premières étapes de l'orogenèse eurékienne aient été présents à cette époque et que la discordance pourrait être reliée à une activité orogénique.

Il faut noter que la chronologie interprétée de l'ouverture du bassin amérasiatique décrite ci-dessus diffère des interprétations antérieures (par ex., Grantz et May, 1983) selon lesquelles l'expansion du fond océanique a eu lieu surtout pendant le Crétacé précoce. La chronologie de l'ouverture du bassin amérasiatique présentée ici est fondée sur l'application du modèle empirique de Falvey (1974) qui met en relation la structure et la stratigraphie d'une marge continentale avec les étapes de formation du bassin océanique adjacent. La discordance cénomanienne, qui peut être retracée le long de la marge continentale arctique à partir de l'île d'Ellesmere jusqu'au delta du Mackenzie, se compare étroitement avec la «discordance de rupture» de Falvey (1974).

Magmatisme

Des coulées de lave et des brèches (principalement basaltiques) mésozoïques ainsi que des dykes et des filons-couches mafiques sont présents dans le bassin de Sverdrup. Les laves sont interstratifiées au sein de couches s'échelonnant du Hauterivien au Maastrichtien et ne se manifestent que dans le nord-est du bassin (fig. 14-61). Les coulées les plus anciennes se présentent dans la partie inférieure de la Formation d'Isachsen et affleurent dans l'île Axel Heiberg. Dans l'ouest de l'île Axel Heiberg, le nombre d'unités de coulées dans la Formation d'Isachsen augmente vers le nord pour atteindre une épaisseur totale maximale de 230 m à proximité du fjord Bunde, où les coulées sont interstratifiées au sein de couches de plaine deltaïque (Fischer, 1984). Une seule unité de basalte de 20 m d'épaisseur se remarque dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere; elle se manifeste près du sommet de la Formation d'Isachsen. La plupart des coulées de basalte sont très finement cristallines à aphanitiques. Des brèches de coulées basaltiques épaisses sont présentes dans le centre ouest de l'île Axel Heiberg (Ricketts, 1985).

Des coulées de basalte se distinguent également dans la Formation de Hassel s'étendant de la partie supérieure de l'Albien à la partie inférieure du Cénomanien; elles ont été décrites dans le nord de l'île Amund Ringnes (Balkwill, 1983) et le nord-est de l'île d'Ellesmere (Osadetz et Moore, 1988). Dans l'île Amund Ringnes, deux unités de coulées sont présentes et se composent principalement de brèches basaltiques. Dans le nord-est de l'île d'Ellesmere, deux unités de coulées basaltiques aphanitiques d'une épaisseur totale maximale de 45 m sont interstratifiées au sein des couches de plaine deltaïque de la Formation de Hassel.

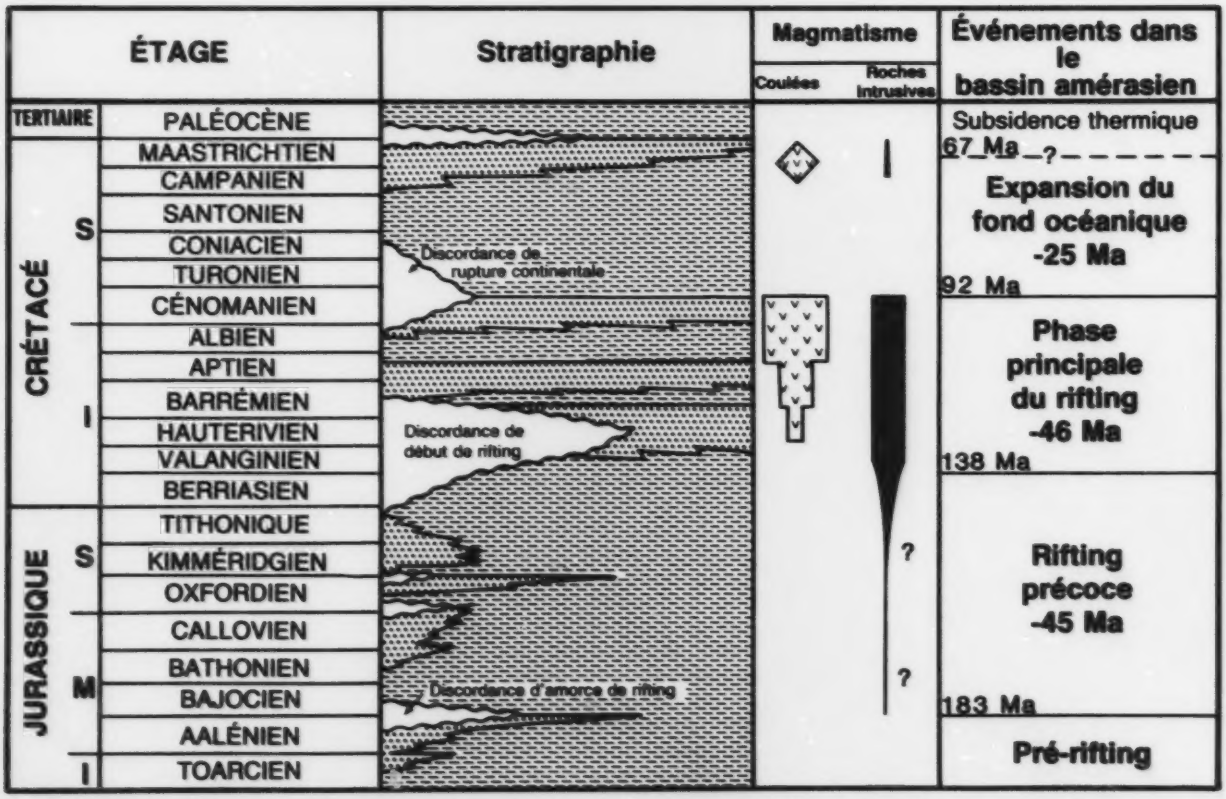


Figure 14-60. Évolution du bassin amérasien comparativement à la stratigraphie et au volcanisme jurassique et crétacé de l'archipel arctique canadien.

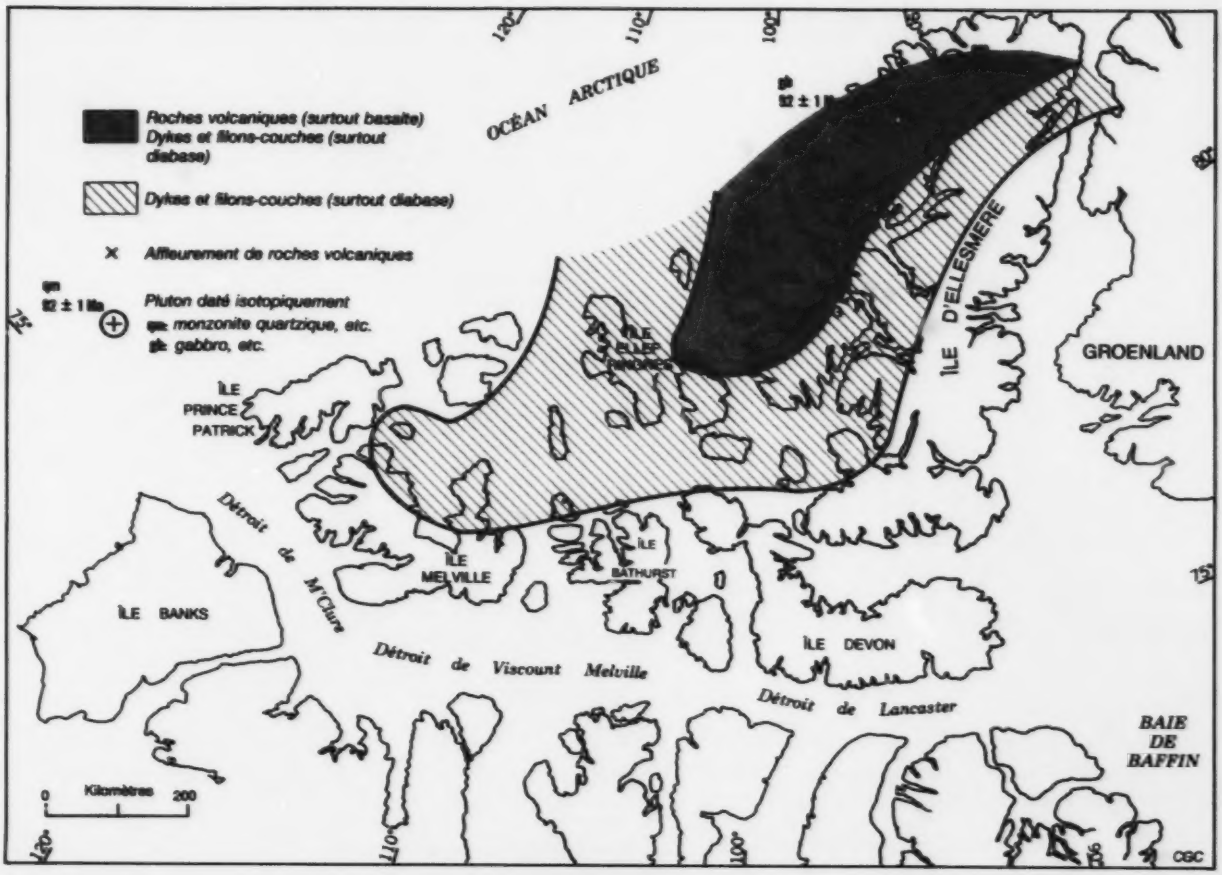


Figure 14-61. Répartition des roches extrusives et intrusives mésozoïques.

Figure 14-62. Discordance angulaire entre la Formation de Barrow (B) et le Membre de Fosheim, Formation de Heiberg (F), sur le flanc est du diapir Thompson, dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg.

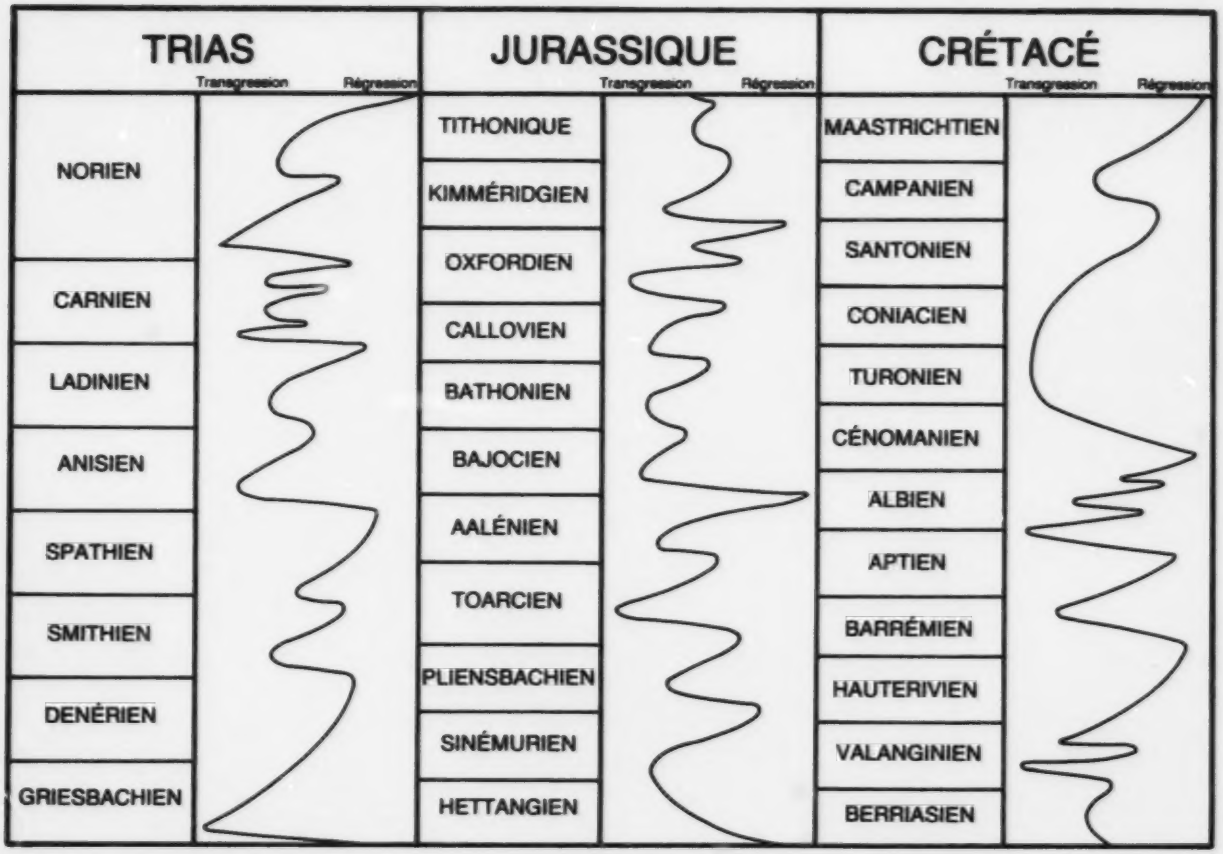


Figure 14-63. Courbes de transgression-régression au Mésozoïque dans le bassin de Sverdrup.

Des laves stratigraphiquement équivalentes à celles de la Formation de Hassel constituent la Formation de Strand Fiord (Souther, 1963), qui affleure dans l'ouest de l'île Axel Heiberg et se compose principalement de coulées basaltiques subaériennes. Les strates volcanoclastiques deviennent fréquentes le long de la marge sud-est de la formation, où elles sont interdigitées avec des shales marins de la Formation de Bastion Ridge (Ricketts et al., 1985). La formation s'épaissit vers le nord à partir de son isopaque zéro dans le sud de l'île Axel Heiberg pour atteindre 789 m et plus dans le nord-ouest de l'île Axel Heiberg (Embry et Osadetz, 1988).

Des coulées de basalte et de rhyolite et des roches pyroclastiques attribuées aux roches volcaniques de la formation informelle de Hansen Point affleurent dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere (fig.14-61) et reposent en discordance sur des strates de la partie supérieure du Paléozoïque. Ces coulées crétacées les plus jeunes du bassin de Sverdrup datent du Turonien au Maastrichtien. De la rhyolite trouvée au nord-ouest de la baie Yelverton et datée à 88 +20/-21 Ma, contient une proportion élevée de zircon hérité d'une source ancienne de 1,15 Ga. Les roches felsiques de cette série volcanique bimodale (et probablement aussi du pluton analysé ci-dessus) aurait donc été dérivées en partie du socle gneissique du terrane de la Pearya (Trettin et Parrish, 1987).

Les dykes et filons-couches mafiques ont une étendue beaucoup plus grande que les laves (Blackadar, 1964). La plupart des âges radiométriques obtenus pour ces roches indiquent qu'elles ont été injectées en même temps que les coulées basaltiques (Balkwill, 1983). Cependant, quelques échantillons ont donné des âges du Jurassique moyen à tardif, signe que l'intrusion pourrait remonter jusqu'au Bajocien (Balkwill, 1978). La quantité de matériel intrusif augmente vers le nord-est dans le bassin de Sverdrup. Des filons-couches sont trouvés dans des strates s'échelonnant du Carbonifère jusqu'au début du Crétacé supérieur; au sud-ouest, on ne les trouve que dans des strates progressivement plus anciennes (Balkwill, 1978). Les filons-couches individuels atteignent jusqu'à 150 m d'épaisseur, et les épaisseurs globales peuvent dépasser 1 500 m dans des coupes du nord de l'île Axel Heiberg. Les dykes qui ont alimenté les filons-couches et les laves peuvent être retracés sur une distance de 75 km. Jollimore (1986) a reconnu deux directions distinctes pour les dykes, l'une presque parallèle à l'axe du bassin, l'autre nord-sud. Selon lui, il y aurait eu deux épisodes d'intrusion de dykes au Crétacé.

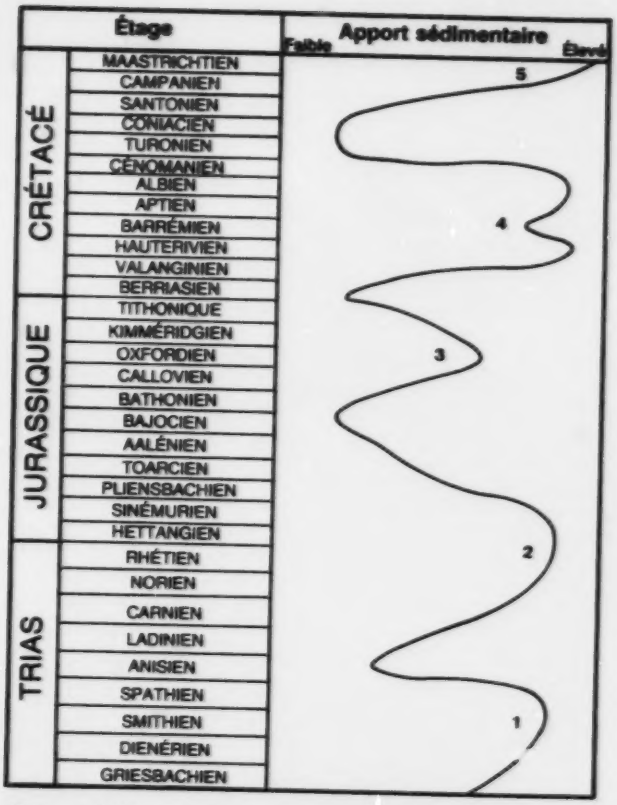


Figure 14-64. Courbe de sédimentation qualitative pour le centre du bassin de Sverdrup.

Outre les dykes et filons-couches ubiquistes, il existe aussi des plutons gabbroïques et granitiques du Crétacé tardif dans le nord de l'île d'Ellesmere (Trettin et Parrish, 1987). Sur la péninsule Wootton (fig 14-61; les noms géographiques sont donnés à la figure 1, en pochette), un pluton d'environ 28 km de longueur a été mis en place le long d'une faille à orientation nord-est dans le terrane de la Pearya. Il est composé de gabbros variés mais comprend aussi des roches felsiques (granite, granodiorite, monzonite quartzique) et une série hybride. Un âge 92 ± 1 Ma obtenu par la méthode U-Pb sur zircons indique que la cristallisation a eu lieu au cours du Cénomanien. Sur la péninsule Marvin, un pluton plus petit composé de monzodiorite quartzique, de monzonite quartzique et de granodiorite a donné des âges K-Ar (hornblende) comparables de 94,2 ± 10 Ma et de 91,6 ± 9,6 Ma.

Le volcanisme mésozoïque dans le bassin de Sverdrup est considéré comme étant relié à l'ouverture du bassin amérasiatique adjacent (fig. 14-60). Le volcanisme s'est produit entre le Hauterivien et le Maastrichtien et a coïncidé avec les principaux stade de distension et de dérive du bassin amérasiatique. L'activité intrusive a apparemment commencé plus tôt et a inclu le premier stade de distension. La localisation du volcanisme dans le nord-est du bassin de Sverdrup, combinée à l'activité intrusive accrue dans cette direction, pourrait indiquer la présence d'un point chaud dans cette région pendant le Crétacé (Embry et Osadetz, 1988). Ce point chaud pourrait avoir donné naissance à la dorsale Alpha durant l'expansion du fond océanique (Forsyth et al., sous presse). L'analyse de la subsidence tectonique donnée ci-dessus indique qu'il y a également eu rifting et distension de la croûte dans le bassin de Sverdrup pendant le Crétacé précoce. L'intrusion des dykes et des filons-couches était vraisemblablement reliée à ce mouvement de distension.

Halocinèse

Une unité épaisse de sel de la Formation d'Otto Fiord (Nassichuk et Davies, 1980) s'est accumulée dans une grande partie du bassin de Sverdrup au milieu du Carbonifère. Plus tard, cette unité de sel a donné naissance à une variété de structures halocinétiques: des diapirs, des crêtes, des anticlinaux à noyau salifère et des dômes résiduels, se sont formés dans le bassin. Balkwill (1978, 1983) décrit ces structures et propose qu'elles ont commencé à se former au Trias précoce et que des pulsations de croissance ont eu lieu aux époques où les apports de sédiments étaient les plus élevés. Des données stratigraphiques provenant d'affleurements, de puits et de profils sismiques indiquent que les structures étaient en pleine croissance pendant le Trias moyen et que cette croissance a peut-être débuté au Trias précoce (Fox, 1983). Les structures contemporaines aux dépôts ont crû sporadiquement au cours du Mésozoïque. Le dernier mouvement majeur a été causé par la compression produite au cours de l'orogenèse eurékienne au début du Tertiaire.

Certaines parties de la séquence mésozoïque sont nettement amincies sur les flancs des diapirs et sur la crête des anticlinaux à noyau salifère (Fox, 1983). Certains des dômes ont subi une érosion subaérienne au cours d'intervalles de mouvements verticaux accélérés (fig. 14-62). Il y a également épaississement local dans les synclinaux annulaires, «en margelle de puits», sur les flancs de certains dômes.

En général, les effets stratigraphiques des dômes de sel du bassin de Sverdrup ne s'étendent que sur quelques kilomètres de leurs flancs. Cependant, au centre du bassin, là où les dômes sont plus nombreux, les effets cumulatifs sont importants et il est souvent impossible d'y déterminer l'«épaisseur régionale» d'une unité stratigraphique.

Fluctuations eustatiques du niveau marin

La succession mésozoïque de l'archipel arctique se divise en 30 cycles régionaux de transgression-régression qui représentent des fluctuations du niveau marin relatif. Le style et la magnitude des cycles se comparent étroitement à ceux des cycles de troisième ordre ou séquences de sédimentation de Vail et al. (1977), qui ont été interprétés comme étant principalement le produit de fluctuations eustatiques du niveau marin. Embry (1988) a proposé que les cycles triasiques, qui sont représentatifs des cycles mésozoïques, sont le résultat de l'interaction de taux variés de fluctuations eustatiques du niveau marin, de subsidence et de sédimentation. Dans ce modèle, les principales transgressions ont coïncidé avec les hausses rapides du niveau marin et la régression s'est produite au cours d'intervalles intermédiaires au cours desquels le niveau marin a baissé, s'est stabilisé, puis a remonté lentement.

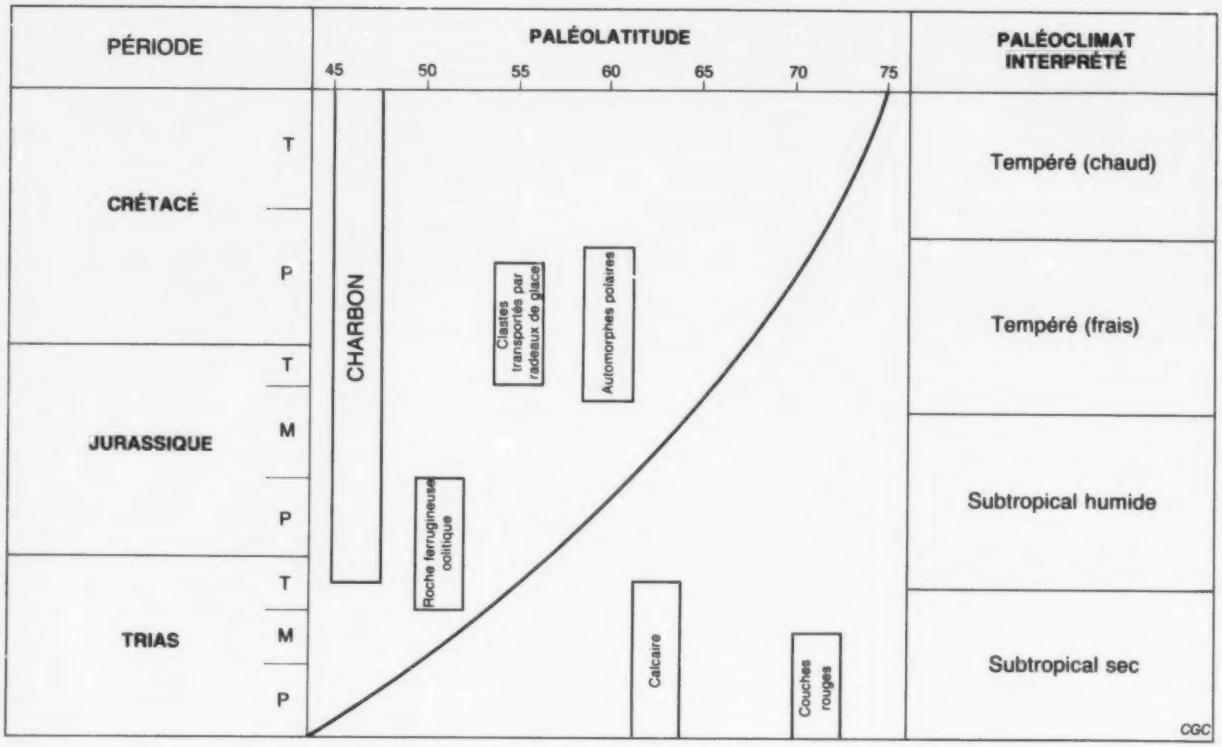


Figure 14-65. Paléolatitudes et paléoclimats dans l'archipel arctique canadien au Mésozoïque.

Figure 14-66. Gros claste de grès induré à grain très fin dans un grès friable à grain moyen de la Formation d'Awingak, au lac Hazen, dans le nord de l'île d'Ellesmere. Le claste a vraisemblablement été transporté sur la plate-forme marine par de la glace flottante. Le manche de marteau sert de repère d'échelle.

Les cycles s'expliquent également par des variations dans le taux de subsidence ou de soulèvement et dans les apports de sédiments, sans avoir recours aux fluctuations du niveau marin. De toute évidence, les changements prononcés dans les régimes sédimentaires, les régions sources et les configurations de soulèvement et de subsidence de part et d'autre des limites de nombreux cycles, indiquent que le diastrophisme a été un facteur clé dans l'origine de ces cycles. Cependant, les fluctuations eustatiques du niveau marin sont incluses dans le modèle en raison du fait que bon nombre des transgressions reconnues dans le bassin de Sverdrup ont également été reconnues ailleurs dans le monde (Embry, 1982, 1988; Hallam, 1978; Vail et al., 1977). Il va sans dire qu'il faudra obtenir beaucoup plus de données avant de pouvoir évaluer le rôle des fluctuations eustatiques du niveau marin. La figure 14-63 résume les plus importantes transgressions mésozoïques ayant eu lieu dans l'archipel arctique.

Apport de sédiments

La plupart des sédiments qui se sont accumulés dans le bassin de Sverdrup au cours du Mésozoïque proviennent de zones cratoniques au sud et à l'est du bassin. Le rythme des apports de sédiments a beaucoup varié au cours du Mésozoïque, et la figure 14-64 illustre une courbe qualitative des apports pour le centre du bassin de Sverdrup pendant cette ère. Cinq périodes manifestes d'apports élevés sont caractérisées par des intervalles épais de dépôts argileux d'un milieu de prodelta à un milieu de talus, et de dépôts arénacés de front et de plaine deltaïques. Les intervalles intermédiaires de sédimentation faible comportent surtout des dépôts minces de plate-forme continentale.

D'après Embry (1982) et Balkwill (1978, 1983), les vitesses de sédimentation élevées reflètent le soulèvement épirogénique du craton. À ces époques, d'importants réseaux de rivières à grand débit auraient été établis sur le craton et se seraient écoulés vers le nord dans le bassin de Sverdrup.

Inversement, les intervalles de sédimentation lente coïncideraient avec des périodes durant lesquelles le craton était relativement bas et seules de petites rivières locales se jetaient dans le bassin. Ainsi, le remplissage sédimentaire du bassin de Sverdrup reflète l'histoire épirogénique générale de la partie nord du craton nord-américain au Mésozoïque. Embry (1982) a relié le soulèvement épirogénique du craton survenu du Trias tardif au Jurassique précoce au stade de distension du centre de l'océan Atlantique.

Paléoclimatologie

Au cours du Mésozoïque, l'archipel arctique canadien s'est déplacé progressivement vers le nord à partir d'environ 40° N au tout début du Trias, à environ 70° N à la fin du Crétacé (Irving et Irving, 1982). Les indicateurs paléoclimatiques trouvés dans la séquence mésozoïque concordent avec ce déplacement présumé vers le nord (fig. 14-65).

La présence de shale rouge et de siltstone alluviaux d'inondation atteste de l'existence d'un climat chaud avec des saisons sèches, soit un climat de type savanne (Van Houten, 1973); ces strates se manifestent uniquement dans le Trias inférieur et la partie inférieure du Trias moyen. Les dépôts alluviaux d'inondation trouvés au sein des strates du Trias supérieur et plus récentes sont généralement gris foncé et carbonés et contiennent souvent de minces couches de charbon (Ricketts et Embry, 1984). Ces strates ont été mises en place dans des conditions plus humides.

Les sédiments chimiques marins, que l'on trouve à la base de la plupart des cycles de transgression-régression et qui se sont habituellement accumulés au cours de périodes de hausse du niveau marin, alors que les apports clastiques étaient faibles, accusent également un changement prononcé tout au long du Mésozoïque. Des calcaires d'eau peu profonde, qui sont généralement indicatifs de latitudes basses et de climats chauds, ne se remarquent que dans les strates du Carnien et des strates plus anciennes. Des cycles de transgression-régression du Norien à l'Aalénien ont généralement des roches ferrugineuses oolitiques à leurs bases plutôt que des calcaires. Dans les roches bajociennes et plus jeunes, des mudstones sidéritiques et des concentrations élevées de glauconite occupent cette position stratigraphique à la base des cycles.

Un autre indicateur paléoclimatique est la présence de clastes pouvant avoir jusqu'à 50 cm de largeur qui sont répartis au hasard dans des shales et des grès marins du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (fig. 14-66). Ces clastes ont vraisemblablement été transportés sur la plate-forme marine par des glaces flottantes qui se sont accumulées sur les plages et les berges de rivières en hiver (Embry, 1984d). Ce même intervalle contient également des concrétions de calcite distinctives appelées automorphes polaires, qui témoignent probablement de l'existence d'un milieu d'eau froide (Kemper et Schmitz, 1975).

Les faunes marines trouvées dans les strates du Mésozoïque témoignent aussi d'un refroidissement progressif du climat. Les faunes du Trias sont essentiellement cosmopolites quant à leurs affinités, alors qu'à compter du Bajocien, les faunes du bassin de Sverdrup sont caractérisées par un manque de diversité.

En somme, les données paléomagnétiques et paléoclimatiques indiquent que les îles de l'Arctique ont dérivé vers le nord à partir de 40° N (climat de savanne) au Trias précoce, pour atteindre 45 à 60° N (climat tempéré chaud à subtropical) au Trias tardif et au Jurassique précoce et se rendre au nord de 60° N (climat tempéré) au cours du Jurassique moyen et du Crétacé.

RÉSUMÉ

Les strates mésozoïques dans l'archipel arctique canadien se retrouvent principalement dans le bassin de Sverdrup où elles atteignent jusqu'à 9 000 m d'épaisseur. Dans le bassin de Banks et le graben d'Eglinton, elles ont jusqu'à 1 500 m d'épaisseur. Leur épaisseur est inconnue sur les plates-formes continentales bordant l'océan Arctique et la baie de Baffin. Des affleurements peu étendus et sans relief sont trouvés sur la Plate-forme de l'Arctique et le Bouclier précambrien.

Le bassin de Sverdrup contient une coupe sédimentaire mésozoïque complète. Trente cycles régionaux de transgression-régression ont été reconnus dans la séquence. Ces cycles T-R sont le produit de l'interaction de la subsidence, de l'apport de sédiments et des fluctuations

eustatiques du niveau marin. La subsidence du bassin de Sverdrup a été déclenchée par le rifting et l'étirement de la croûte du Carbonifère au Permien précoce et a été suivie d'une phase de subsidence thermique décroissante de la fin du Permien précoce jusqu'au tout début du Crétacé. Un deuxième épisode d'étirement de la croûte caractérisé par une subsidence rapide et un volcanisme mafique a eu lieu au Crétacé précoce et au tout début du Crétacé tardif. Ce stade de distension a été suivi par une subsidence thermique qui a touché presque tout le bassin au Crétacé tardif, bien qu'au même moment le nord-est du bassin ait été soulevé par suite de la compression de la croûte qui a marqué le début de l'orogenèse eurékienne.

Au cours du Mésozoïque, les régions sources principales des sédiments du bassin de Sverdrup étaient situées au sud et à l'est et englobaient les strates paléozoïques adjacentes au bassin et les roches sédimentaires, ignées et métamorphiques précambriennes plus au sud et à l'est. Une région source au nord-ouest du bassin a fourni des sédiments du Trias jusqu'au début du Crétacé tardif, mais il s'agissait d'une contribution relativement peu importante comparativement à celle des sources situées à l'est et au sud.

Les apports de sédiments ont varié considérablement tout au long du Mésozoïque, allant de volumes très élevés, caractérisés par des sédiments deltaïques épais, à des volumes très faibles, caractérisés par des sédiments de plate-forme marine remaniés et peu épais. Ces variations résultent vraisemblablement de mouvements épirogéniques du craton.

Le niveau marin relatif a fluctué tout au long du Mésozoïque, et les zones marginales ont été mises à découvert lorsqu'il était relativement bas. L'origine de ces fluctuations est controversée et reliée soit à des changements eustatiques du niveau marin, soit à des événements tectoniques de faible importance.

Des structures halocinétiques provenant de strates de sel carbonifères profondément enfouies, ont également influencé la stratigraphie et la sédimentation au Mésozoïque. Une gamme de structures, notamment des diapirs circulaires, de longues crêtes linéaires, des anticlinaux à noyau salifère et des dômes résiduels, qui ont commencé à croître au Trias précoce à moyen, déforment la séquence mésozoïque. Ces structures se sont amincies nettement et ont subi une érosion subaérienne au cours des périodes de mouvements verticaux accélérés.

Les îles de l'Arctique se sont déplacées progressivement vers le nord au cours du Mésozoïque, à partir de 40° N au tout début du Trias jusqu'à 70° N à la fin du Crétacé. En réponse à ce mouvement, le climat a changé de chaud avec des saisons sèches au Trias précoce et moyen, à tempéré chaud au Trias tardif et au Jurassique précoce, et enfin à tempéré frais à partir du Jurassique moyen.

La séquence mésozoïque représente une partie importante des sédiments comblant le bassin de Sverdrup, et la paléogéographie a beaucoup varié au cours de cette époque. À la fin du Paléozoïque, les plates-formes continentales du bassin de Sverdrup étaient émergées tandis que la partie centrale du bassin, qui avait existé depuis le milieu du Carbonifère, est demeurée sous l'eau. Une hausse importante du niveau marin a marqué le début du Mésozoïque, et la mer a inondé les plates-formes au tout début du Trias. À la suite de cette transgression, les taux de sédimentation ont augmenté, et la sédimentation deltaïque a prédominé au Trias précoce. À la fin du Trias précoce, les sédiments deltaïques avaient progradé dans le bassin, tandis que les milieux de plate-forme externe d'eau profonde, de talus et de bassin occupaient le centre du bassin de Sverdrup.

Les apports de sédiments ont été beaucoup moins importants au cours du Trias moyen, et les sables épicontinentaux ont progradé sur les boues et silts de plate-forme continentale externe à la suite des transgressions régionales au début de l'Anisien et au début du Ladinien. Une transgression s'est produite au début du Carnien et par la suite, les taux de sédimentation sont devenus relativement élevés, la région source au nord-ouest ayant fourni une quantité considérable de sédiments. Les grès de plate-forme du Carnien et du début du Norien ont débordé dans le bassin sur des shales et silts épais de prodelta et de talus. Les taux de sédimentation ont été très élevés à compter de la toute fin du Trias (Rhétien) jusqu'au Jurassique précoce (Pliensbachien), et un réseau deltaïque à prédominance fluvial a progradé sur les parties est et centrale du bassin. La partie ouest du bassin a reçu relativement peu de sédiments et a été l'endroit d'une sédimentation dont la nature variait littorale à plate-forme interne peu profonde.

L'apport de sédiments a ralenti considérablement à la fin du Pliensbachien, et le complexe deltaïque a été submergé, ce qui a mené à l'accumulation d'une couverture de sable marin littoral. Une plate-forme externe a occupé la majeure partie du bassin de Sverdrup au début du Toarcien. À compter du Toarcien jusqu'au début du Valanginien, l'apport de sédiments a été relativement faible, ce qui a précédé une situation de bassin à faible remplissage sédimentaire au Bajocien, au début du Bathonien et au Berriasien. Les sables de plate-forme ont progressé vers le bassin pendant les périodes de régression; les sables de l'Aalénien et de l'Oxfordien-Kimméridgien étant les plus étendus.

L'apport de sédiments a beaucoup augmenté à la fin du Valanginien, et un réseau deltaïque à prédominance fluvial, caractérisé par des dépôts à grain grossier caillouteux, a progradé dans le bassin au cours de la fin du Valanginien et du Hauterivien. La transgression au milieu du Barrémien a été suivie par une nouvelle progradation deltaïque à la fin du Barrémien et au début de l'Aptien. À cette époque, il y a eu extrusion de coulées basaltiques sur la plaine deltaïque dans le nord-est du bassin de Sverdrup. Une transgression importante a commencé à la fin de l'Aptien, et une bonne partie de l'archipel arctique était devenue une plate-forme marine dès le début de l'Albien. Vers la fin de cette époque, des sables de plate-forme ont progressé en direction du bassin, recouvrant des silts et des boues. Cet épisode a ensuite été suivi d'une transgression au début de l'Albien moyen et une régression de l'Albien moyen au début du Cénomanien, alors que des sédiments deltaïques ont une fois de plus progradé dans le bassin de Sverdrup et que le volcanisme basaltique se manifestait fréquemment dans la partie nord-est du bassin.

Une transgression importante a commencé à la fin du Cénomanien, et dès le Santonien, une bonne partie de l'archipel arctique était occupée par une plate-forme externe caractérisée par un taux de sédimentation faible. Les taux

de sédimentation ont augmenté à la fin du Santonien et les réseaux deltaïques ont progradé vers le sud, vers l'ouest et vers le nord-ouest au cours du Campanien et du Maastrichtien. Des soulèvements reliés aux premières phases de l'orogenèse eurékienne ont eu lieu à ce moment dans le nord-est. Une bonne partie du bassin de Sverdrup était devenue une plaine fluvio-deltaïque à la fin du Mésozoïque.

Le graben d'Eglinton et le bassin de Banks constituent une zone de subsidence à orientation nord-est-sud-ouest dans le sud-ouest de l'archipel arctique. La subsidence a commencé au cours du Bajocien dans le graben d'Eglinton et au cours de l'Oxfordien dans le bassin de Banks. Dans ces régions, les strates du Jurassique moyen au sommet de la partie inférieure du Crétacé se composent surtout de dépôts de plate-forme semblables à ceux du bassin de Sverdrup. Le soulèvement survenu de la fin du Valanginien au Hauterivien a été suivi par une transgression au Barrémien et par l'accumulation de sédiments de plate-forme du Barrémien à la fin de l'Albien. Un nouveau soulèvement s'est produit à compter de la toute fin de l'Albien jusqu'au Santonien. Les derniers dépôts mésozoïques dans cette région sont des sédiments de plate-forme marine de la fin du Santonien au Maastrichtian.

RÉFÉRENCES

Balkwill, H.R.
1978: Evolution of Sverdrup Basin, Arctic Canada; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 1004-1028.
1983: Geology of Amund Ringnes, Cornwall and Haig Thomas islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 390, 76 p.

Balkwill, H.R. and Hopkins, W.S., Jr.
1976: Cretaceous stratigraphy, Hoodoo Dome, Ellef Ringnes Island; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 329-334.

Balkwill, H.R. and Roy, K.J.
1977: Geology, King Christian Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 386, 28 p.

Balkwill, H.R., Wilson, D.G., and Wall, J.H.
1977: Ringnes Formation (Upper Jurassic), Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, no. 6, p. 1115-1144.

Balkwill, H.R., Hopkins, W.S., Jr., and Wall, J.H.
1982: Geology of Lougheed Island and nearby small islands, District of Franklin (parts of 69C, 79D); Geological Survey of Canada, Memoir 395, 22 p.

Balkwill, H.R. and Fox, F.G.
1982: Incipient rift zone, western Sverdrup Basin, Arctic Canada; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 171-187.

Balkwill, H.R., Cook, D.G., Detterman, R.L., Embry, A.F., Håkanasson, E., Miall, A.D., Poulton, T.P., and Young, F.G.
1983: Arctic North America and Northern Greenland; in The Phanerozoic Geology of the World, The Mesozoic, Part B, M. Moullade and A.E.M. Nairn (ed.); Elsevier, p. 1-31.

Blackadar, R.G.
1964: Basic intrusions of the Queen Elizabeth Islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 97, 36 p.

Bujak, J.P. and Fisher, M.J.
1976: Dinoflagellate cysts from the Upper Triassic of Arctic Canada; Micropaleontology, v. 22, no. 1, p. 44-70.

Christie, R.L.
1964: Geological reconnaissance of northeastern Ellesmere Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 331, 79 p.

Crain, E.R.
1977: Log interpretation in the High Arctic; Transactions of the CWLS Sixth Formation Evaluation Symposium; Canadian Well Logging Society, p. S1-S32.

Davies, E.H.
1983: The dinoflagellate Oppel-zonation of the Jurassic-Lower Cretaceous sequence in the Sverdrup Basin, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 359, 59 p.

Doerenkamp, A., Jardine, S., and Moreau, P.
1976: Cretaceous and Tertiary palynomorph assemblages from Banks Island and adjacent areas; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, no. 3, p. 372-417.

Douglas, T.R. and Oliver, T.A.
1979: Environments of deposition of the Borden Island Gas Zone in the subsurface of the Sabine Peninsula area, Melville Island, Arctic Archipelago; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 27, p. 273-313.

Embry, A.F.
1982: The Upper Triassic-Lower Jurassic Heiberg deltaic complex of the Sverdrup Basin; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 189-217.
1983a: Stratigraphic subdivision of the Heiberg Formation, eastern and central Sverdrup Basin, Arctic Islands; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 205-213.
1983b: The Heiberg Group, western Sverdrup Basin, Arctic Islands; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 381-389.
1984a: The Schei Point and Blaa Mountain groups (Middle-Upper Triassic), Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 327-336.
1984b: Stratigraphic subdivision of the Roche Point, Hoyle Bay and Barrow formations (Schei Point Group), western Sverdrup Basin, Arctic Islands; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 275-283.
1984c: The Wilkie Point Group (Lower-Upper Jurassic), Sverdrup Basin, Arctic Islands; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 299-308.
1984d: Upper Jurassic to lowermost Cretaceous stratigraphy, sedimentology and petroleum geology, Sverdrup Basin, abstract; in Program and Abstracts, CSPG-CSEG National Convention, Calgary, Alberta, June 17-20, 1984.
1985a: New stratigraphic units, Middle Jurassic to lowermost Cretaceous succession, Arctic Islands; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 269-276.
1985b: Stratigraphic subdivision of the Isachsen and Christopher formations (Lower Cretaceous), Arctic Islands; in Current Reseach, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 239-246.
1986a: Stratigraphic subdivision of the Blind Fiord and Bjorne formations (Lower Triassic), Sverdrup Basin, Arctic Islands; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 329-340.
1986b: Stratigraphic subdivision of the Awingak Formation (Upper Jurassic) and revision of the Hiccles Cove Formation (Middle Jurassic), Sverdrup Basin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 341-349.
1988: Triassic sea-level changes: evidence from the Canadian Arctic Archipelago; in Sea-Level Change, an Integrated Approach, C.K. Wilgus et al. (ed.); Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 249-259.

Embry, A.F. and Osadetz, K.G.
1988: Stratigraphy and tectonic significance of Cretaceous volcanism in Queen Elizabeth Islands, Canadian Arctic Archipelago; Canadian Journal of Earth Sciences v. 25, p. 1209-1219.

Falvey, D.A.
1974: The development of continental margins in plate tectonic theory; Australian Petroleum Exploration Association Journal, v. 14, p. 95-106.

Felix, C.J.
1975: Palynological evidence for Triassic sediments on Ellef Ringnes Island, Arctic Canada; Review of Paleobotany and Palynology, v. 20, p. 109-117.

Felix, C.J. and Burbridge, P.P.
1977: A new *Ricciisporites* from the Triassic of Arctic Canada; Paleontology, v. 20, pt. 3, p. 581-587.

Fischer, B.F.G.
1984: Stratigraphy and structural geology of the region surrounding Bunde and Bukken fiords, Axel Heiberg Island, Arctic Canada; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 309-314.

Fisher, M.J.
1979: The Triassic palynofloral succession in the Canadian Arctic Archipelago; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series, no. 5B, p. 83-100.
Fisher, M.J. and Bujak, J.
1975: Upper Triassic palynofloras from Arctic Canada; Geoscience and Man, v. XI, p. 87-94.
Forsyth, D.A., Morel, P., Asudeh, I., and Green, A.G.
in press: Alpha Ridge and Iceland — Products of the same plume?; Nature.
Fox, F.G.
1983: Structure sections across Parry Islands Fold Belt and Vesey Hamilton salt wall, Arctic Archipelago, Canada; in Seismic Expression of Structural Styles, a Picture and Work Atlas, A.W. Bally (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, Series 15, v. 3, p. 3.4.1-54 to 3.4.1-72.
Frebold, H.
1958: Fauna, age and correlation of the Jurassic rocks of Prince Patrick Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 41, 69 p.
1960: The Jurassic faunas of the Canadian Arctic: Lower Jurassic and lowermost Middle Jurassic ammonites; Geological Survey of Canada, Bulletin 59, 33 p.
1961: The Jurassic faunas of the Canadian Arctic: Middle and Upper Jurassic ammonites; Geological Survey of Canada, Bulletin 74, 43 p.
1964: The Jurassic faunas of the Canadian Arctic, Cadoceratinae; Geological Survey of Canada, Bulletin 119, 27 p.
1970:* Marine Jurassic faunas; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 641-648.
1975: The Jurassic faunas of the Canadian Arctic, Lower Jurassic ammonites, biostratigraphy and correlation; Geological Survey of Canada, Bulletin 243, 24 p.
Fricker, P.E.
1963: Geology of the Expedition Fiord area, west central Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago; McGill University, Axel Heiberg Island Research Reports, Geology no. 1, 156 p.
Glenister, B.F.
1963: Localities on southern Axel Heiberg Island; in Geology of the North-Central Part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 472-480.
Grantz, A., Eittreim, S., and Dinter, D.A.
1979: Geology and tectonic development of the continental margin north of Alaska; Tectonophysics, v. 59, p. 263-291.
Grantz, A. and May, S.P.
1983: Rifting history and structural development of the continental margin north of Alaska; in Studies in Continental Margin Geology, J.S. Watkins and C.L. Drake (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 77-100.
Greiner, H.R.
1963: Jaeger River, eastern Cornwall Island; in Geology of the North-Central Part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 533-537.
Hallam, A.
1978: Eustatic cycles in the Jurassic; Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 23, p. 1-23.
Hea, J.P., Arcuri, J., Campbell, G.R., Fraser, I., Fuglem, M.O., O'Bertos, J.J., Smith, D.R., and Zagat, M.
1980: Post-Ellesmerian basins of Arctic Canada: their depocentres, rates of sedimentation and petroleum potential; in Facts and Principles of World Oil Occurrence, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 447-488.
Henao-Londoño, D.
1977: Correlation of producing formations in the Sverdrup Basin; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 969-980.
Heywood, W.W.
1957: Isachsen area, Ellef Ringnes Island, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 56-8, 36 p.
Hopkins, W.S., Jr. and Balkwill, H.R.
1973: Description, palynology and paleoecology of the Hassel Formation (Cretaceous) on eastern Ellef Ringnes Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 72-37, 31 p.
Irving, E. and Irving, G.A.
1982: Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana; Geophysical Surveys, v. 5, p. 141-188.
Jeletzky, J.A.
1966: Upper Volgian (latest Jurassic) ammonities and *Buchias* of Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 128, 51 p.
1970: Cretaceous macrofaunas; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 649-662.
1980: New or formerly poorly known, biochronologically and paleobiogeographically important gastroplitinid and cleoniceratinid (ammonitida) taxa from Middle Albian rocks of mid-western and Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 79-22, 63 p.
1981: *Pachygrycia*, a new *Sonneratia*-like ammonite from the Lower Cretaceous (earliest Albian?) of northern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 80-20, 25 p.
1984: Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tithonian-Berriasian stages in the boreal realm; in Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America, G.E.G. Westerman (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 175-255.
Johnson, C.D. and Hills, L.V.
1973: Microplankton zones of the Savik Formation (Jurassic), Axel Heiberg and Ellesmere islands, District of Franklin; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 178-218.
Jollimore, W.
1986: Analyses of dyke swarms within the Sverdrup Basin, Queen Elizabeth Islands; unpublished B.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 54 p.
Kemper, E.
1975: Upper Deer Bay Formation (Berriasian-Valanginian) of Sverdrup Basin and biostratigraphy of the Arctic Valanginian; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 245-254.
1977: Biostratigraphy of the Valanginian in Sverdrup Basin, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 76-32, 6 p.
Kemper, E. and Schmitz, H.H.
1975: Stellate nodules from the upper Deer Bay Formation (Valanginian) of Arctic Canada; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 75-1C, p. 109-119.
Kerr, J.W.
1981: Evolution of the Canadian Arctic Islands: a transition between the Atlantic and Arctic Oceans; in The Ocean Basins and Margins, v. 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (ed.); Plenum Press, New York, p. 105-199.
Logan, A.
1967: Middle and Upper Triassic spiriferinid brachiopods from the Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 155, 37 p.
McMillan, N.J.
1963: Lightfort River to Wading River; in Geology of the North-Central Part of the Arctic Archipelago Northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 501-512.
Meneley, R.A.
1977: Exploration prospects in the Canadian Arctic Islands; Panarctic Oils Ltd., Calgary, Alberta, 16 p.
Meneley, R.A., Henao, D., and Merritt, P.K.
1975: The northwest margin of the Sverdrup Basin; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 531-544.
Miall, A.D.
1975: Post-Paleozoic geology of Banks, Prince Patrick, and Eglinton Islands, Arctic Canada; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 557-587.
1979: Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Memoir 387, 235 p.
Miall, A.D., Balkwill, H.R., and Hopkins, W.S., Jr.
1980: Cretaceous and Tertiary sediments of Eclipse Trough, Bylot Island area, Arctic Canada, and their regional setting; Geological Survey of Canada, Paper 79-23, 20 p.
Nassichuk, W.W. and Christie, R.L.
1969: Upper Paleozoic and Mesozoic stratigraphy in the Yelverton Pass region, Ellesmere Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 68-31, 31 p.
Nassichuk, W.W. and Roy, K.J.
1975: Mound-like carbonate rocks of Early Cretaceous (Albian) age adjacent to Hoodoo Dome, Ellef Ringnes Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 565-569.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Nassichuk, W.W., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1972: Permian-Triassic boundary in the Canadian Arctic Archipelago; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 20, p. 651-658.

Nassichuk, W.W. and Davies, G.R.
1980: Stratigraphy and sedimentation of the Otto Fiord Formation; Geological Survey of Canada, Bulletin 286, 87 p.

Osadetz, K.G. and Moore, P.R.
1988: Basic volcanic rocks in the Hassel Formation (mid-Cretaceous), Ellesmere Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 87-21, 19 p.

Petryk, A.A.
1969: Mesozoic and Tertiary stratigraphy at Lake Hazen, northern Ellesmere Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 68-17, 51 p.

Plauchut, B.P.
1971: Geology of the Sverdrup Basin; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 659-679.

Plauchut, B.P. and Jutard, G.G.
1976: Cretaceous and Tertiary stratigraphy, Banks and Eglinton Islands and Anderson Plain (N.W.T.); Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 321-371.

Pocock, S.A.J.
1976: A preliminary dinoflagellate zonation of the uppermost Jurassic and lower part of the Cretaceous, Canadian Arctic, and possible correlation in the Western Canada Basin; Geoscience and Man, v. XV, p. 101-114.

Rahmani, R.A.
1978: Fault control on sedimentation of Isachsen Formation in Sverdrup Basin; in Current Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 538-540.

Rahmani, R.A. and Hopkins, W.S., Jr.
1977: Geological and palynological interpretation of Eureka Sound Formation on Sabine Peninsula, northern Melville Island, District of Franklin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 77-1B, p. 185-189.

Rahmani, R.A. and Tan, J.T.
1978: The type section of the Lower Jurassic Borden Island Formation, Borden Island, Arctic Archipelago, Canada; in Current Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 538-540.

Rayer, F.G.
1981: Exploration prospects and future petroleum potential of the Canadian Arctic Islands; Journal of Petroleum Geology, v. 3, p. 367-412.

Reinson, G.E.
1975: Lithofacies analysis of cores from the Borden Island Formation, Drake Point, Melville Island; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 297-301.

Ricketts, B.
1985: Volcanic breccias in the Isachsen Formation near Strand Fiord, Axel Heiberg Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 609-612.
1986: New formations in the Eureka Sound Group, Canadian Arctic Islands; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 363-374.

Ricketts, B. and Embry, A.F.
1984: Summary of geology and resource potential of coal deposits in the Canadian Arctic Archipelago; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 359-371.

Ricketts, B., Osadetz, K.G., and Embry, A.F.
1985: Volcanic style in the Strand Fiord Formation (Upper Cretaceous), Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago; Polar Research, v. 3 n.s., p. 107-122.

Roy, K.J.
1972: Bjorne Formation (Lower Triassic), western Ellesmere Island; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 224-226.
1973: Isachsen Formation, Amund Ringnes Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 73-1A, p. 269-273.
1974: Transport directions in the Isachsen Formation (Lower Cretaceous) Sverdrup Islands, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 351-353.

Souaya, F.J.
1976: Foraminifera of Sun-Gulf-Global Linckens Island well P-46, Arctic Archipelago, Canada; Micropaleontology, v. 22, p. 249-306.

Souther, J.G.
1963: Geological traverse across Axel Heiberg Island from Buchanan Lake to Strand Fiord; in Geology of the North-Central Part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 426-448.

Stephenson, R.A., Embry, A.F., Nakiboglu, S.M., and Hastaoglu, M.A.
1987: Rift-initiated Permian-Early Cretaceous subsidence of the Sverdrup Basin; in Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms, C. Beaumont and A. Tankard (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 213-231.

Stott, D.F.
1969: Ellef Ringnes Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 68-16, 38 p.

Stuart Smith, J.H. and Wennekers, J.H.N.
1977: Geology and hydrocarbon discoveries of Canadian Arctic Islands; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 61, p. 1-27.

Suneby, L.B.
1984: Biostratigraphy of the Upper Triassic-Lower Jurassic Heiberg Formation, eastern Sverdrup Basin, Arctic Canada; unpublished M.Sc. thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 245 p.

Sweeney, J.F.
1977: Subsidence of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Islands; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 41-48.

Tan, J.T.
1979: Late Triassic-Jurassic dinoflagellate biostratigraphy, western Arctic Canada; unpublished Ph.D. thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 217 p.

Tan, J.T. and Hills, L.V.
1978: Oxfordian-Kimmeridgian dinoflagellate assemblage, Ringnes Formation, Arctic Canada; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 78-1C, p. 63-73.

Thorsteinsson, R.
1974: Carboniferous and Permian stratigraphy of Axel Heiberg Island and western Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 224, 115 p.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1962: Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 330, 85 p.

Tozer, E.T.
1956: Geological reconnaissance, Prince Patrick, Eglinton, and western Melville Islands, Arctic Archipelago, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 55-5, 32 p.
1961a: Summary account of Mesozoic and Tertiary stratigraphy, Canadian Arctic Archipelago; in Geology of the Arctic, v. 1, G.O. Raasch (ed.); Alberta Society of Petroleum Geologists, p. 381-402.
1961b: Triassic stratigraphy and faunas, Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 316, 116 p.
1963a: Mesozoic and Tertiary stratigraphy; in Geology of the North-Central Part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 74-95.
1963b: Mesozoic and Tertiary stratigraphy, western Ellesmere Island and Axel Heiberg Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 63-30, 38 p.
1963c: Blind Fiord (Southern Ellesmere Island, and some localities north of Bay Fiord and Graham Island); in Geology of the North-Central Part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 380-386.
1963d: Northwestern Bjorne Peninsula (Southern Ellesmere Island, and some localities north of Bay Fiord and Graham Island); in Geology of the North-Central Part of the Arctic Archipelago, northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 363-370.
1965: Lower Triassic stages and ammonoid zones of Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 65-12.
1967: A standard for Triassic time; Geological Survey of Canada, Bulletin 156, 103 p.
1970a:* Geology of the Arctic Archipelago, Mesozoic; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 574-583.
1970b:* Marine Triassic faunas; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 633-640.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Toser, E.T. and Thorsteinsson, R.
1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 332, 242 p.
Trettin, H.P. and Hills, L.V.
1966: Lower Triassic tar sands of northwestern Melville Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 66-34, 122 p.
Trettin, H.P. and Parrish, R.
1987: Late Cretaceous bimodal magmatism, northern Ellesmere Island: isotopic age and origin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 257-265.
Troelson, J.C.
1950: Contributions to the geology of northwest Greenland, Ellesmere and Axel Heiberg Islands; Meddelelser om Grønland, v. 149, no. 7, 85 p.
Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr., and Thompson, S., III.
1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level; in Seismic Stratigraphy, Applications to Hydrocarbon Exploration, C.E. Payton (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 83-97.
Van Houten, F.B.
1973: Origin of red beds: a review — 1961-1972; in Annual Review of Earth and Planetary Sciences, F.A. Donath (ed.); v. 1, p. 39-61.
Wall, J.H.
1983: Jurassic and Cretaceous foraminiferal biostratigraphy in the eastern Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 246-281.
Watts, A.B.
1982: Tectonic subsidence, flexure and global changes in sea level; Nature, v. 296, p. 469-474.
Wilson, D.G.
1976: Studies of Mesozoic stratigraphy, Tanquary Fiord to Yelverton Pass, northern Ellesmere Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 449-451.

Adresse de l'auteur

Ashton F. Embry
Commission géologique du Canada
3303-33rd St. N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Imprimé au Canada

Chapitre 15

FORMATION ET SÉDIMENTATION DU BASSIN AU COURS DU CRÉTACÉ TARDIF ET DU TERTIAIRE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

Cadre chronostratigraphique

Cadre lithostratigraphique

Évolution séquentielle

Références

Chapitre 15

FORMATION ET SÉDIMENTATION DU BASSIN AU COURS DU CRÉTACÉ TARDIF ET DU TERTIAIRE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

A.D. Miall

CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

Introduction

Les macrofossiles sont extrêmement rares dans les sédiments cénozoïques de l'Arctique, à l'exception de quelques rares gastéropodes et pélécypodes non caractéristiques, et des foraminifères, des poissons, des scaphopodes et des vertébrés terrestres mis en évidence à proximité du fjord Strathcona, dans l'île d'Ellesmere (West et al., 1977, 1981). Ces fossiles n'ont qu'une répartition locale et leur valeur chronostratigraphique est donc limitée. Des macroflores, particulièrement des cônes de pin, sont trouvées dans les sédiments du Néogène et quelques-unes sont de bons fossiles stratigraphiques. Les fossiles marins sont rares dans toute la coupe du Cénozoïque, sauf pour de rares dinoflagellés, particulièrement dans la région de l'île Banks, et des foraminifères dans l'île Meighen. Cependant, les spores et les pollens abondent dans tout le Cénozoïque et dans les sédiments campaniens à maastrichtiens de faciès semblables qui reposent en concordance sous la coupe du Cénozoïque.

La chronostratigraphie des faciès largement non marins ou d'eau saumâtre qui constituent la plus grande partie de la coupe cénozoïque de la région innuitienne (ainsi que la séquence campanienne à maastrichtienne dans l'est de l'Arctique) est donc fondée principalement sur des études palynostratigraphiques.

Bon nombre de datations locales et ponctuelles ont été effectuées sur la coupe du Crétacé supérieur et du Cénozoïque. Les seules recherches stratigraphiques poussées ont été menées par Doerenkamp et al. (1976) dans l'île Banks, et par Rouse (1977) au ruisseau Remus, dans l'île d'Ellesmere, pour l'intervalle du Maastrichtien à l'Oligocène précoce. Ces scientifiques ont établi des zones fondées sur l'étude comparée des coupes qui leur sont contemporaines dans les plaines Intérieures septentrionales, le bassin de Beaufort et Mackenzie, la Colombie-Britannique, l'Alaska, la Sibérie et ailleurs. De plus, G. Norris et M. Head (communication personnelle, 1983-1985) ont examiné les collections recueillies par l'auteur dans l'île Axel Heiberg et le centre de l'île d'Ellesmere, et G. Norris (communication personnelle, 1987) a examiné la coupe de l'Éocène au Miocène dans le puits (Crocker I-53) de l'île Meighen. Hills et ses collègues ont mené une série d'études de la macroflore et la microflore du Miocène au début du Pliocène (Hills et Ogilvie, 1970; Hills et Fyles, 1973; Hills et Bustin, 1976). Plus récemment, D.J. McIntyre a identifié des spores du Maastrichtien à l'Éocène à divers endroits dans l'archipel arctique (Ricketts et McIntyre, 1986, et communication personnelle). Dans toutes ces études, la présence d'abondants palynomorphes crétacés recyclés a causé des problèmes. Ceci constitue, à l'heure actuelle, l'un des problèmes principaux d'une étude chronostratigraphique effectuée par Hickey et al. (1983) qui ont proposé des intervalles d'âges pour les flores et les faunes du Cénozoïque de l'Arctique qui diffèrent radicalement de ceux présentés ici. Leurs résultats ont été contestés par plusieurs chercheurs (McIntyre, 1984; Norris et Miall, 1984; Flynn et al., 1984) et ne seront pas cités dans le présent ouvrage.

Il existe très peu d'outils chronostratigraphiques additionnels. Une tentative a été faite par Vinson (1981) et Hickey et al. (1983) pour reconnaître l'échelle magnétostratigraphique standard dans la coupe du Maastrichtien à l'Éocène du fjord Strathcona, dans l'île d'Ellesmere, mais la signature magnétique est faible, les données sont éparses, et les résultats ont été contestés (Kent et al., 1984; Norris et Miall, 1984; Flynn et al., 1984). Une nouvelle étude des coupes de Vinson par Tauxe et Clark (1987) a proposé une corrélation très différente qui peut être facilement adaptée à l'échelle chronostratigraphique adoptée ici.

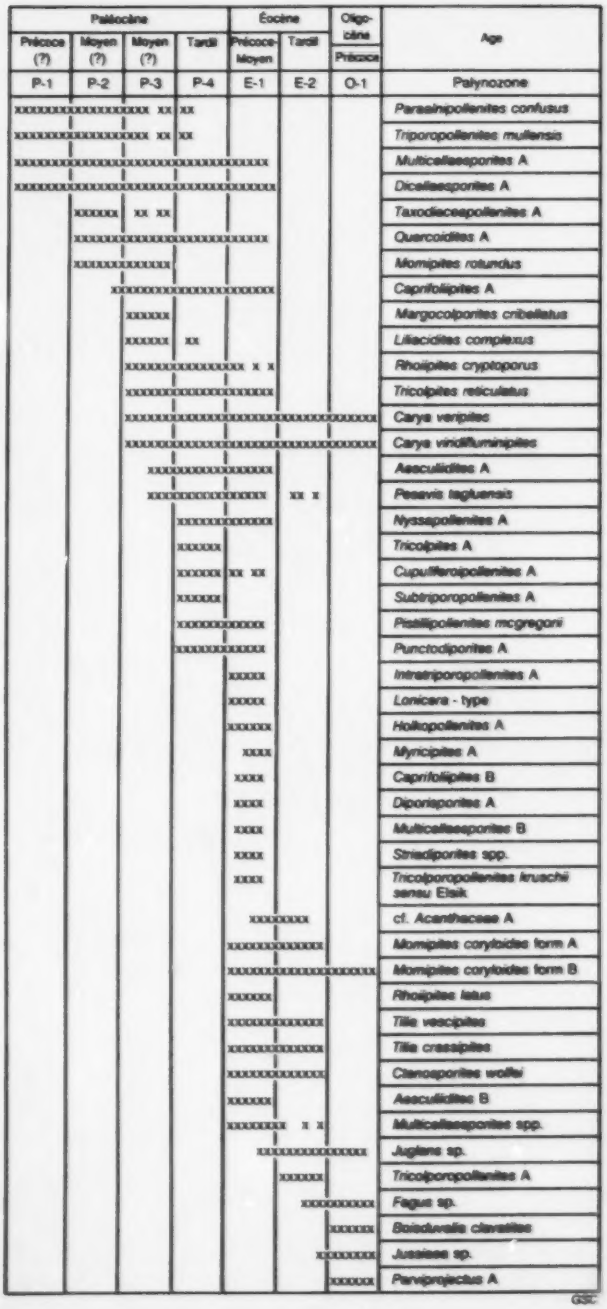
Les fossiles caractéristiques, principalement des associations de spores et de pollens remontant de la toute fin du Crétacé au Tertiaire, sont répertoriés ci-dessous.

Campanien à Maastrichtien

Les palynomorphes caractéristiques du Maastrichtien de l'île d'Ellesmere comprennent les espèces *Wodehousia*, *Azonia*, *Expressipolis* et *Aquilapollenites* (zone A de Hickey et al., 1983). Certains de ces genres remontent plus loin au Campanien, mais *Wodehousia* est apparu au Maastrichtien et certaines espèces sont retrouvées au tout début du Paléocène (Norris et Miall, 1984). Des flores semblables ont été reconnues dans l'île Ellef Ringnes (Felix et Burbridge, 1973). Dans l'île Banks, les mêmes flores se manifestent avec des dinoflagellés marins du Maastrichtien dans la partie supérieure de la Formation de Kanguk (Doerenkamp et al., 1976).

Miall, A.D.
1991: Formation et sédimentation du bassin au cours du Crétacé tardif et du Tertiaire dans l'archipel arctique; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 15, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Tableau 15-1. Répartition et zonation de certains palynomorphes paléogènes dans l'Arctique canadien (bassin de Beaufort et Mackenzie et île d'Ellesmere). D'après Rouse (1977).



Paléocène à Eocène

La répartition de certains palynomorphes paléocènes dans l'Arctique canadien est donnée au tableau 15-1. Dans ce tableau, les zones du Paléocène au milieu de l'Éocène se rapportent à des études menées par Rouse (1977) dans la région du ruisseau Remus, de l'île d'Ellesmere. Le tableau est complété par des datations d'unités paléocènes à oligocènes dans le bassin de Beaufort et Mackenzie (Rouse, 1977). Des flores comparables ont été mises en évidence ailleurs dans l'île d'Ellesmere (Hickey et al., 1983, avec datations révisées par Norris et Miall, 1984), et dans l'île Banks (Doerenkam et al., 1976). Ces auteurs ont tous signalé un changement brusque de la microflore à un niveau qui correspond probablement à la limite entre le Crétacé et le Tertiaire. Les palynomorphes caractéristiques comprennent *Polyvestibulopollenites verus*, *Paraalnipollenites confusus*, *P. alterniporus* et *Triporopollenites mullensis*. Rouse (1977) a inclus la plupart de ces espèces dans une zone basale P-1 du Paléocène. La zone la plus récente suivante, soit la zone P-2, est caractérisée par la première apparition de *Momipites rotundus*, de *Quercoidites* A et de *Taxodiaceaepollenites* A.

Rouse (1977) a mis en corrélation la zone P-3 et la zone la plus basse (T-1a) de Doerenkamp et al. (1976). Au ruisseau Remus, elle est caractérisée par *Margocolporites cribellatus*, *Liliacidites complexus*, *Rhoiipites cryptoporus*, *Tricolpites reticulatus*, *Carya veripites*, *C. viridifluminipites*, *Aesculiidites* A et *Pesavis tagluensis*. Dans l'île Banks, les palynomorphes caractéristiques sont *Alnipollenites* sp., *Ericaceiopollenites* sp., *Ulmipollenites* sp. et *Pterocaryapollenites* sp. Le microplancton marin *Epicephalopyxis indentata* est trouvé dans un des puits foré dans l'ouest de l'île Banks.

Rouse (1977) a corrélé la zone P-4 du ruisseau Remus avec la zone T-1b de Doerenkamp et al. (1976) dans l'île Banks. Les palynomorphes caractéristiques qui apparaissent pour la première fois comprennent *Nyssapollenites* A, *Tricolpites* A, *Cupuliferoipollenites* A, *Subtriporopollenites* A, *Punctodiporites* A et *Pistillipollenites mcgregorii*. Ce dernier est une espèce caractéristique datant de la fin du Paléocène à l'Éocène moyen (Doerenkamp et al., 1976; Rouse, 1977; Norris et Miall, 1984).

La base de l'Éocène se distingue par la présence de diverses espèces de *Tilia*, y compris *T. crassipites* et *T. vescipites* (Rouse, 1977; Norris et Miall, 1984). Ces espèces, ainsi que *P. mcgregorii*, *Diporisporites* A, *Ctenosporites wolfei*, *Intratriporopollenites* A, un type de *Lonicera*, *Tricolporopollenites kruschii*, *Rhoiipites latus* et *Aesculiidites* B constituent la zone E-1 de Rouse (1977). Doerenkamp et al. (1976) a mis en évidence de rares microplanctons marins dans les strates éocènes de l'île Banks, notamment *Wetzeliella homomorpha*, *W. symmetrica*, *Hystrichokolpoma* sp. et *Achmosphaera* cf. *alcicornu*.

Une microflore riche, très diversifiée et bien conservée de l'Éocène moyen a été répertoriée par Ricketts et McIntyre (1986) dans l'est de l'île Axel Heiberg. Les meilleurs fossiles stratigraphiques sont *Tricolporopollenites kruschii* et *Pistillipollenites mcgregorii*.

La zone E-2 (Éocène tardif) de Rouse (1977) n'a pas été relevée dans les îles de l'Arctique; or, cette situation pourrait refléter l'état incomplet des recherches, puisque des couches équivalentes ou plus récentes pourraient être

présentes au fjord Mokka dans l'est de l'île Axel Heiberg. À cet endroit, Sepulveda et Norris (1982) ont reconnu les spores fongiques suivantes: *Inapertisporites circularis*, *Diporisporites harrissi*, *Brachysporisporites* sp. cf. *B. cotalis*, *Staphlosporonites delumbus* et *Plochmopeltinites* sp. Elles font partie d'une flore abondante présente dans la Formation de Richards de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur dans le bassin de Beaufort et Mackenzie (Norris, 1986).

Oligocène

Les roches de l'Oligocène sont méconnues dans l'archipel arctique. Des strates de cet âge pourraient exister au fjord Mokka et au lac Hazen (Miall, 1979b, 1986), mais les indices ne sont qu'hypothétiques. Des indices régionaux révèlent que les roches oligocènes abondent dans les zones extracôtières, mais la seule coupe à être examinée systématiquement est celle du puits Crocker I-53 dans l'île Meighen. Miall et G. Norris (communication personnelle, 1987) y ont reconnu une flore très semblable à celle du bassin de Beaufort et Mackenzie (Norris, 1986). L'intervalle intermédiaire de l'Oligocène est bien représenté, y compris la flore tétrade au-dessous et la flore *Lycopodium* au-dessus.

Miocène à Pliocène

Des associations de palynomorphes caractéristiques comprennent *Picea* sp., *Tsuga* sp., Ericaceae (tétrades), *Larix* sp., *Lycopodium* sp., *Osmunda* sp., *Alnus* sp., *Pterocarya* sp., *Betula* sp., *Salix* sp., *Acer* sp. et *Carya* sp. (Hills et Ogilvie, 1970). Les éléments de la macroflore regroupent des cônes de *Picea banksii*, *Pinus* cf. *P. strobus*, *Larix* sp. et *Metasequoia alnus*, et des noix de *Juglans* cf. *J. cinerea* (Hills et Fyles, 1973).

L'utilité chronologique de ces formes doit être réévaluée à la lumière des travaux menés par Ricketts et McIntyre (1986) et Matthews (1987). *Picea banksii* a été considéré par Hills et Bustin (1976) comme indiquant un âge miocène à pliocène pour la Formation de Beaufort, mais Ricketts et McIntyre (1986) ont maintenant relevé des formes semblables dans des couches d'âge incontestablement éocène. Matthews (1987) a mis sous forme de tableau les manifestations de 95 espèces de macrofossiles végétaux de la Formation de Beaufort, provenant principalement des îles Banks et Meighen. Parmi les plus importants sont *Epipremnum* cf. *E. crassum*, *Aracispermum* sp., *Myrica* sp., *Comptonia* sp., *Betula* spp., *Alnus* spp., *Cleome* sp., *Polanisia* sp. et Lythraceae. Cependant, il a constaté que les intervalles d'âges représentés par ces formes demeurent incertains, et il a conclu que la flore pourrait remonter jusqu'au milieu du Miocène et n'était probablement pas plus jeune que le Pliocène précoce.

CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Introduction

Le nom de Groupe d'Eureka Sound a d'abord été proposé par Troelsen (1950, p. 78) pour une unité très étendue de grès, de shale et de charbon ligneux trouvée dans la partie centrale de l'île Ellesmere et dans l'île Axel Heiberg, qu'il croyait être postérieure à la dernière orogenèse de la région. Tozer (1963, p. 92-95) a fait remarquer que Troelsen n'avait établi aucune formation au sein du Groupe d'Eureka Sound et n'avait pas désigné de stratotype ni de région type. Tozer a redéfini l'unité comme étant une formation en affirmant qu'il semblait raisonnable de considérer les affleurements dans la péninsule Fosheim, adjacente au détroit d'Eureka, comme étant typiques. Thorsteinsson et Tozer (1957) avaient auparavant démontré que dans l'ouest de la péninsule Fosheim, la Formation d'Eureka Sound est l'unité la plus élevée dans une séquence plissée et structuralement concordante de roches dont l'âge s'échelonne du Permien au Tertiaire, et qu'elle est par conséquent antérieure à la phase principale de compression de l'orogenèse eurékienne.

L'utilisation du nom de Formation d'Eureka Sound est devenue très répandue pour désigner la dernière impulsion de sédiments clastiques de la séquence concordante du bassin de Sverdrup. La formation se présente dans tout l'archipel arctique, de l'île Banks, au sud-ouest, à l'île Bylot, au sud-est, et au lac Hazen, au nord-est (fig. 15-1). Elle s'échelonne du Campanien ou du Maastrichtien à l'Éocène tardif ou au tout début de l'Oligocène, bien que par endroits, une partie seulement de cet intervalle d'âges puisse être représentée. Des travaux récents menés par H.R. Balkwill, R. M. Bustin, B.D. Ricketts et l'auteur ont démontré que la formation présente des lithofaciès très variés. Neuf unités désignées formations sont maintenant reconnues au sein de cette formation qui a été élevée au statut de groupe (Miall, 1986). Les formations sont fondées sur la reconnaissance de dix assemblages de lithofaciès, tels que décrits à l'origine par Miall (1981). Certains de ces assemblages peuvent facilement être cartographiés en tant que formations, d'autres ne peuvent être divisés à cette fin et seront donc regroupés dans cet ouvrage. La séquence de formations varie d'un endroit à l'autre au sein de l'archipel arctique; cette variation reflète une paléogéographie complexe qui était constamment en état d'évolution en réponse aux mouvements contemporains de l'orogenèse eurékienne. Selon Miall (1986), contrairement à bon nombre des unités mésozoïques et paléozoïques précédentes, aucune de ces formations ne s'est formée simultanément sur de vastes régions de l'Arctique, en raison du fait que la sédimentation s'est effectuée dans une série de bassins isolés ou semi-isolés séparés par des bombements qui agissaient à titre de régions sources locales de sédiments. En se fondant sur des expéditions faites dans l'île Axel Heiberg et le centre de l'île d'Ellesmere, Ricketts (1986) a interprété la lithostratigraphie autrement et a proposé des noms de formations différents. Selon lui, plusieurs unités sont ubiquistes dans l'Arctique, phénomène qui reflète des événements tectoniques de nature régionale et des changements du niveau marin. Certaines de ces différences d'interprétation sont mentionnées ci-dessous, et des analyses plus complètes des différents concepts sont données par Miall (1988) et Ricketts (1988).

Le tableau 15-2 présente un résumé des assemblages de lithofaciès. Les tableaux 15-3 et 15-4 donnent la nouvelle classification lithostratigraphique de Miall (1986). Le tableau 15-3 montre le lien qui existe avec des subdivisions stratigraphiques informelles antérieures reconnues dans les principaux bassins de l'Arctique.

Les roches datant du milieu de l'Oligocène au Miocène précoce affleurent à aucun endroit dans l'archipel arctique. Suivant la phase principale de compression de l'orogenèse eurékienne, il y a eu soulèvement de l'orogène innuitien et apport d'un volume considérable de débris clastiques aux marges continentales de l'océan Arctique et de la baie de Baffin. Des données sporadiques tirées de quelques profils

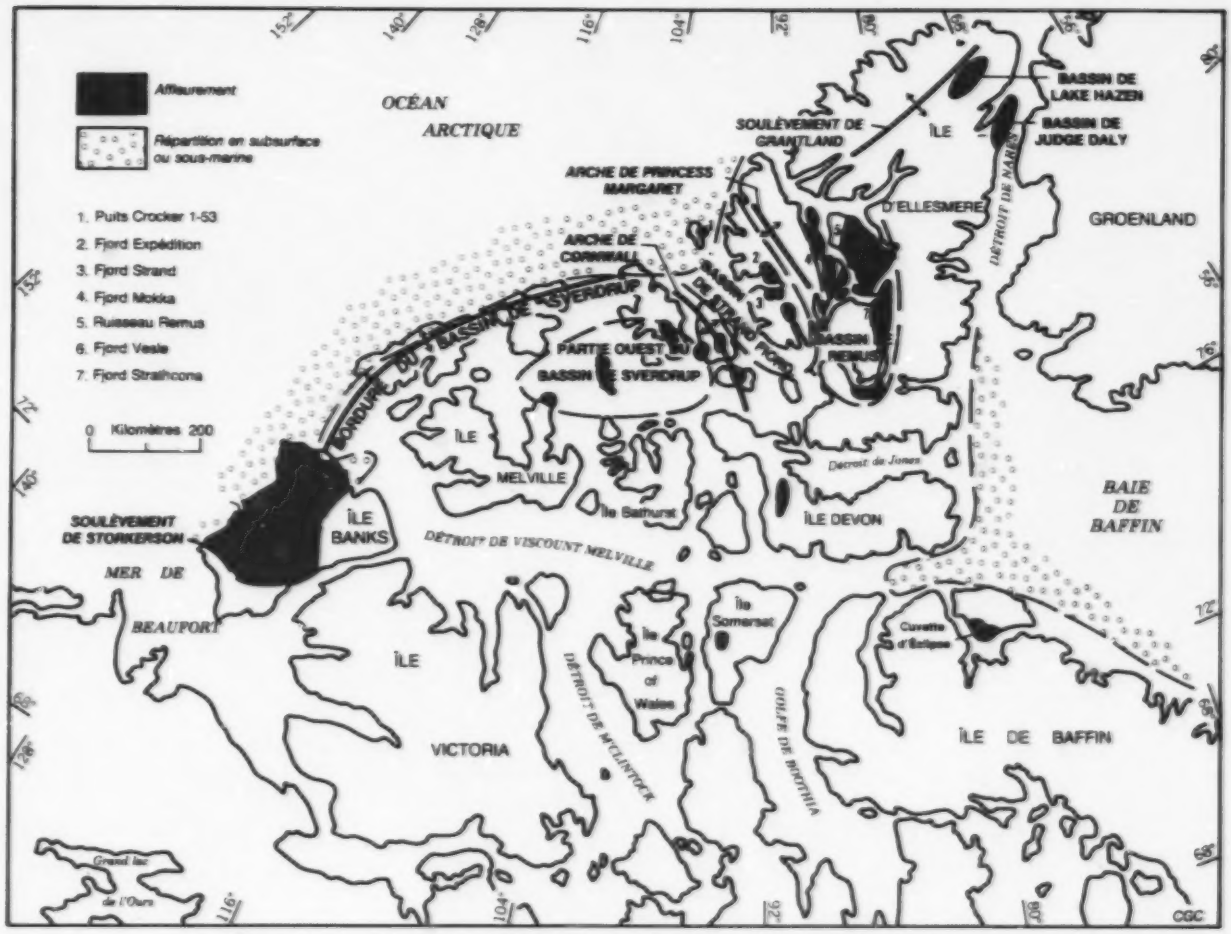


Figure 15-1. Répartition du Groupe d'Eureka Sound dans la région innuitienne.

sismiques et puits d'exploration indiquent que les marges continentales au large des côtes sont recouvertes d'un prisme épais de sédiments de la partie supérieure du Tertiaire; cependant, la stratigraphie et l'évolution séquentielle de ce prisme de sédiments sont méconnues. Jusqu'à 5 km de strates postérieures à l'Éocène forment un prisme de sédiments qui s'épaissit du côté de la mer, à l'ouest de l'île Banks, et près de 3 km de sédiments (probablement comprenant des équivalents du Groupe d'Eureka Sound) se trouvent dans le détroit de Lancaster (Hea et al., 1980). G. Norris (communication personnelle, 198[illegible]) et Miall ont corrélé provisoirement le prisme de sédiments de la plate-forme continentale de l'Arctique et le bassin de Beaufort et Mackenzie, en se fondant sur un puits foré dans l'île Meighen.

Déja au Miocène précoce, la sédimentation sur la marge nord-ouest des îles de l'Arctique avait atteint ce qui constitue maintenant la plaine côtière de l'Arctique et formé un placage de sédiments du milieu du Miocène au début du Pliocène, appelé la Formation de Beaufort par Tozer (1956). Cette unité repose en discordance sur le Groupe d'Eureka Sound dans l'ouest de l'Arctique, mais pourrait être concordant avec la séquence de l'Oligocène au Miocène inférieur située au large des côtes. Des dépôts semblables trouvés dans l'est de l'île Axel Heiberg, y compris des strates antérieurement rapportées au Miocène et attribuées à la Formation de Beaufort (Balkwill et Bustin, 1975; Bustin, 1982), ont été classées dans la Formation de Buchanan Lake par Ricketts et McIntyre (1986). Cette dernière est synonyme de la Formation du Boulder Hills décrite dans cet ouvrage, et date de l'Éocène moyen à tardif, et possiblement du tout début de l'Oligocène.

La sédimentation a sans doute continué depuis le Pliocène jusqu'à l'époque actuelle dans les zones extracôtières, mais cette partie de la séquence stratigraphique est mal connue.

Groupe d'Eureka Sound

Cette section décrit brièvement chacune des neuf formations qui constituent le Groupe d'Eureka Sound, en fonction de leurs caractéristiques lithostratigraphiques dans leurs régions types. D'autres manifestations des formations sont données. La plupart d'entre elles sont séparées physiquement (elles occupent des bassins différents) et partagent une lithologie et un milieu de sédimentation

Tableau 15-2. Assemblages de lithofaciès dans le Groupe d'Eureka Sound (Miall, 1981, 1984a).

Assemblage	Description	Interprétation
A	Principalement du grès très fin, poissons et invertébrés marins	Milieu estuarien à épicontinental
B	Mudstone, siltstone, microplancton marin	Prodelta
C	Grès glauconieux fin	Ligne de rivage marin
D	Mudstone, siltstone; minces lits de grès et de charbon; cycles à granoclassement inverse	Front deltaïque distal
E	Mudstone, siltstone, grès fin à très fin, charbon rare à abondant, cycles à granoclassement inverse	Front deltaïque proximal
F	Grès très fin à très grossier, mudstone, siltstone, rare conglomérat; stratification oblique fréquente, y compris des faisceaux d'accrétion latérale, cycles à granoclassement normal	Cours d'eau très sinueux
G	Grès de grain fin à grossier et à stratification oblique; un peu de conglomérat, de siltstone, de mudstone et de charbon; cycles à granoclassement normal trouvés par endroits	Cours d'eau faiblement sinueux (type de la rivière Platte et de la rivière Donjek)
H	Prédominance de grès fin à moyen; lits plats fréquents	Dépôts d'inondation de ruisseaux éphémères (type du ruisseau Bijou anastomosé)
J	Conglomérat, brèche, un peu de grès et de siltstone	Cône alluvial proximal (type de la rivière Scott anastamosée)
K	Roches clastiques à grain fin, finement litées; plantes bien conservées	Plaine alluviale distale et lacustre

CGC

Tiré de Miall (1981, 1984a)

semblables, mais peuvent être d'âges différents. Des détails supplémentaires sont fournis par Miall (1986).

Formation de Mount Bell

Cette unité comprend les couches basales du Groupe d'Eureka Sound dans toute les parties sud et est du bassin de Remus. Au sud du fjord Strathcona, la formation repose en concordance sur la Formation de Kanguk, mais à proximité de la vallée Wolf et du fjord Cañon, elle est séparée par une disconformité des unités plus anciennes du Mésozoïque et du Paléozoïque.

Le stratotype se trouve au sud du fjord Strathcona. On y trouve une coupe bien exposée de 194 m d'épaisseur dans laquelle la base de la formation est masquée. Dans l'extrémité nord-est du bassin de Remus, près de la rive sud du fjord Cañon, l'épaisseur de la formation varie de 10 à 40 m. La Formation de Mount Bell est absente de chaque côté d'une grande boutonnière de roches carbonatées ordoviciennes au sud du centre du fjord Cañon, et la Formation de Mount Lawson y repose directement sur le socle paléozoïque. Dans le centre et l'est du bassin de Remus, la Formation de Mount Bell semble donc comprendre une unité basale dont l'épaisseur, les faciès et l'âge varient.

Dans l'ouest du bassin de Remus (ruisseau Remus, fjord Mokka), la formation ne peut être distinguée de la Formation de Mokka Fiord, et elle n'est donc pas cartographiée séparément. La Formation de Mount Bell n'est pas reconnue ailleurs dans l'archipel arctique.

La formation comprend surtout du grès quartzeux de grain fin à moyen à abondante stratification oblique planaire. Par endroits, les couches obliques sont déformées et déversées ou prennent une forme en auge. On trouve aussi des rides de courant. Des intercalations de grès à grain grossier, de siltstone et de mudstone constituent une petite partie de la formation.

La Formation de Mount Bell a fourni peu d'éléments palynologiques.

La formation est probablement d'origine fluviatile. Son épaisseur variable porte à croire qu'elle comble une topographie d'érosion sur le pourtour des marges du bassin de Remus.

Formation de Vesle Fiord

La formation tire son nom d'une séquence bigarrée de grès, de mudstone et de charbon de 650 m d'épaisseur qui affleure au nord du fjord Vesle (fig. 15-2). Elle forme un prisme qui s'amincit et passe latéralement à la Formation de Kanguk au sud, et à la Formation de Mokka Fiord à proximité de la faille de chevauchement de Vesle Fiord.

Elle est constituée de séquences cycliques superposées à prédominance de grès de l'assemblage de faciès E. Elle remonte au Paléocène, selon les déterminations palynostratigraphiques. Sa lithologie est très semblable à celle de la Formation de Margaret.

Formation de Mount Lawson

Cette formation tire son nom d'un élément topographique prédominant sur la péninsule Fosheim. Elle correspond au membre II décrit par West et al. (1981) et est largement répandue dans le bassin de Remus entre les fjords Strathcona et Cañon (fig. 15-2, 15-3). L'unité correspond à la Formation de Strand Bay décrite par Ricketts (1986). Le stratotype se trouve sur la côte nord du fjord Strathcona, à un endroit où la base n'affleure pas mais où quelques mètres seulement de la partie inférieure de la coupe, au-dessus de la Formation de Mount Bell, semblent être masqués. La coupe qui paraît a 576 m d'épaisseur, et le contact avec l'unité sus-jacente est placé là où se trouve la première unité de grès sidéritique massif de la Formation de Mount Moore. Une coupe complète mais mal exposée de 227 m d'épaisseur affleure au-dessus du stratotype de la Formation de Mount Bell. Les contacts avec les unités sus-jacente et sous-jacente ne sont pas bien exposés mais semblent être concordants. Une coupe bien exposée de 314 m d'épaisseur se situe près du mont Moore. La formation repose directement sur le socle paléozoïque, et le toit n'affleure pas. Au fjord Vesle, on trouve une épaisseur de 980 m de strates qui ont été provisoirement assignées à la Formation de Mount Lawson, mais la partie supérieure de cette coupe incomplète n'est pas bien exposée et pourrait comprendre une partie de la formation sus-jacente de Mount Moore. Le contact avec la formation sous-jacente de Vesle

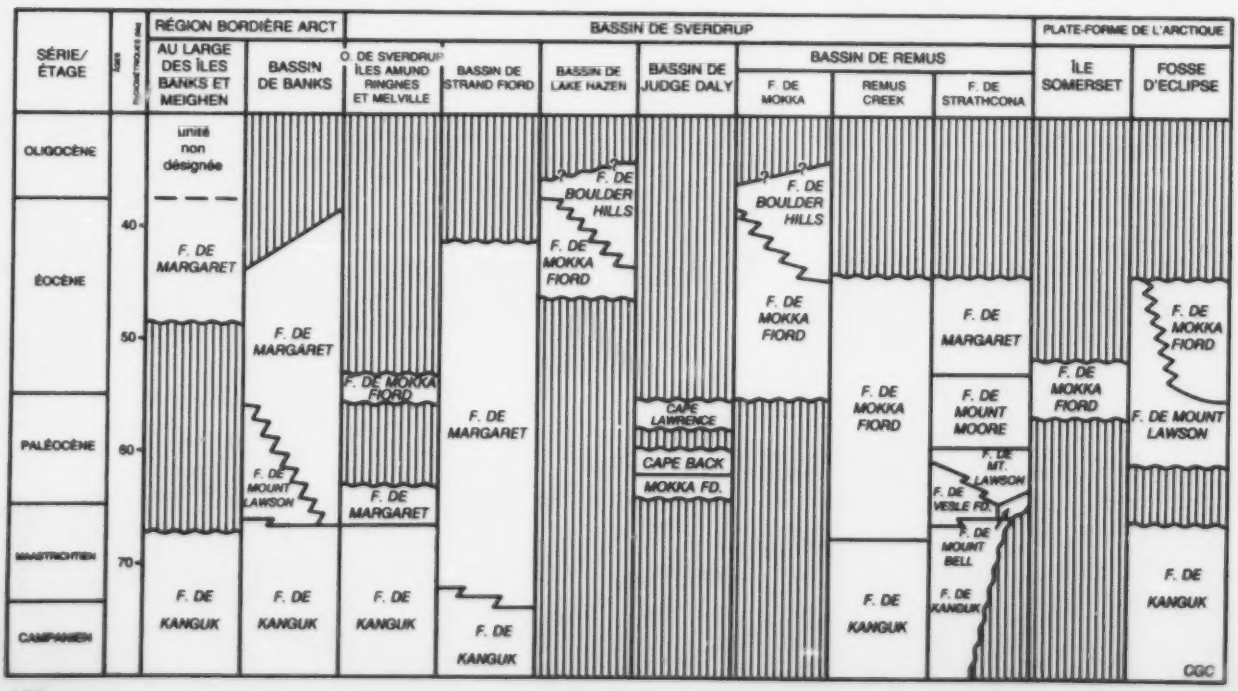
Tableau 15-3. Subdivision stratigraphique du Groupe d'Eureka Sound.

*Formation	Région type	Autres références se rapportant à la région type	Assemblage(s) de lithofaciès	Autres manifestations	Unité cartographique locale	Références
BOULDER HILLS	Fjord Mokka	Miall (1984a)	J	bassin de Lake Hazen	membre conglomératique	Miall (1979b)
MARGARET	Fjord Strand		Principalement E, quelques interstrates de F	fjord Strathcona bassin de Banks	membre IV membre cyclique	West et al. (1981) Miall (1979a)
MOKKA FIORD	Fjord Mokka	Miall (1984a)	F, G, H	ruisseau Remus bassin de Judge Daly bassin de Lake Hazen cuvette d'Éclipse île Somerset	–	Miall (1984a) Miall (1982) Miall (1979b) Miall et al. (1980) Dineley et Rust (1968)
CAPE LAWRENCE	Cap Back	Mayr et de Vries (1982), Miall (1982, 1984a)	J	cap Lawrence	membre I membre de grès et de mudstone membre supérieur de grès	Mayr et de Vries (1982)
CAPE BACK	Bassin de Judge Daly (membres 2, 3)	Miall (1982)	K		–	
MOUNT MOORE	Fjord Strathcona (membre III)	West et al. (1981)	A	fjord Cañon	–	Miall (1986)
MOUNT LAWSON	Fjord Strathcona (membre II)	West et al. (1981)	D, B	bassin Banks cuvette d'Éclipse fjord Vesle	membre de shale membre inférieur de mudstone	Miall (1979a) Miall et al. (1980) Miall (1986)
VESLE FIORD	Fjord Vesle	–	E	–		
MOUNT BELL	Fjord Strathcona	West et al. (1981)	G	fjord Cañon	–	Miall (1986)

* Les formations sont énumérées approximativement en ordre chronostratigraphique, bien qu'au plus quatre unités ne soient présentes dans une région donnée. Des descriptions formelles sont données par Miall (1986).

CGC

Tableau 15-4. Chronostratigraphie et corrélation des strates du Crétacé supérieur à (?)l'Oligocène de l'orogène innuitien.



Fiord au fjord Vesle est graduel et se situe au sommet d'une unité de grès au-dessus de laquelle le mudstone prédomine.

Des couches comparables trouvées ailleurs dans l'archipel arctique sont également attribuées à la Formation de Mount Lawson. Le Membre de shale de la Formation d'Eureka Sound, dans le bassin de Banks (unité cartographique KTe[1] de Miall, 1979a), repose en concordance sur la Formation de Kanguk et atteint jusqu'à 240 m d'épaisseur (Miall, 1979a). Le membre de mudstone inférieur (unité cartographique Te[2]) dans la cuvette d'Éclipse est également comparable quant à sa lithologie et son milieu de sédimentation. Il a au moins 500 m d'épaisseur (Miall et al., 1980).

La formation est diachrone par endroits. Dans la cuvette d'Éclipse, près de la coupe du «ruisseau Twosnout» de Miall et al. (1980), les affleurements sur les versants de collines font voir un changement de faciès latéral à des roches deltaïques et fluviatiles de la Formation de Remus.

Le mudstone prédomine partout dans la région (fig. 15-4A). Il varie de silteux à carboné. De minces couches de charbon abondent, de même que des couches peu épaisses de grès de grain silteux à fin contenant des rides de courant et de rares couches à grande stratification oblique. Les débris végétaux abondent un peu partout. La coupe bien à découvert près du mont Moore présente plusieurs cycles à granoclassement inverse pouvant atteindre jusqu'à 55 m d'épaisseur. L'un d'eux culmine en un conglomérat à cailloux de 4 cm d'épaisseur, au-dessus duquel le granoclassement reprend un cours normal et passe, sur une distance de 16 m, du grès à stratification oblique au grès silteux puis au charbon. On y retrouve fréquemment des indices de bioturbation et de traces reliées à l'alimentation des organismes. Dans la cuvette d'Éclipse, la partie supérieure de la formation est caractérisée par des cycles à granoclassement inverse qui deviennent plus épais et plus grossiers vers le sommet jusqu'au contact avec la formation sus-jacente de Mokka Fiord. Une séquence et un contact similaires se remarquent partout dans le bassin de Banks.

Dans le bassin de Remus, la formation est composée principalement de l'assemblage du lithofaciès D, qui est interprété comme ayant été mis en place sur un front deltaïque distal de faible énergie et dans des baies associées entre les défluents (fig. 15-4A). Les rares pélécypodes retrouvés vivaient probablement en eau douce. Les cycles à granoclassement inverse mettent en évidence la progradation des dépôts de sable à l'embouchure des défluents. La présence de charbons témoigne de la formation de marécages dans les baies. Des conditions caractéristiques d'une plaine fluvio-deltaïque ont rarement été établies.

Dans le bassin de Strand Fiord, Ricketts (1984, 1986) a cartographié une unité à prédominance de shale de 287 m d'épaisseur, qu'il a désignée comme étant le stratotype de sa Formation de Strand Bay (unité cartographique informelle 3 dans Ricketts, 1984; elle est considérée ici comme étant étroitement comparable à la Formation de Mount Lawson). Les mêmes couches forment une partie de la Formation de Margaret décrite par Miall (1986). Le lien entre l'unité cartographique 3 de Ricketts (1984) et la Formation de Margaret dans le bassin du fjord Strand est démontré par Miall (1986, fig. 3).

Dans le bassin de Banks et la cuvette d'Éclipse, les couches font partie principalement de l'assemblage du lithofaciès B, un assemblage légèrement différent, caractérisé par la rareté des couches de grès et de charbon. La présence de microplancton marin (dans le bassin de Banks) et de glauconite disséminée (dans la cuvette d'Éclipse) semble indiquer qu'il devait exister à cette époque un milieu marin plus ouvert. Dans ces deux bassins, la Formation de Mount Lawson fait partie de séquences régressives majeures, alors que dans le bassin de Remus, elle se trouve au milieu d'une séquence transgressive qui atteint son étendue maximale avec le développement de la Formation de Mount Moore. Dans la cuvette d'Éclipse, il y a passage, en montant dans la séquence, aux assemblages D et E du sommet de la formation, et à l'assemblage F qui constitue la base de la Formation de Mokka Fiord.

Formation de Mount Moore

Cette unité correspond au membre III de West et al. (1981) et est très répandue entre le fjord Strathcona et le fjord Cañon (fig. 15-2, 15-3). Le stratotype, au fjord Strathcona, a 1 060 m d'épaisseur, mais la formation atteint au moins 1 400 m d'épaisseur dans des affleurements à quelques kilomètres au nord. Le «membre 1» de la Formation d'Eureka Sound, au fjord Stenkul, dans le sud de l'île d'Ellesmere, a 90 m d'épaisseur et a été mis en corrélation avec la Formation de Mount Moore par Riediger et Bustin (1987).

La formation est caractérisée par du grès quartzeux mal consolidé, de grain fin à très fin et à couleur d'altération claire. Les couches ont souvent un ciment sidéritique et forment des crêtes proéminentes entre lesquelles il y a très peu d'affleurements sur les versants des collines. La formation contient quelques rares rides de courant et pélécypodes. Des traces reliées à l'alimentation des organismes, des lentilles charbonneuses et des fragments de bois pétrifié sont aussi caractéristiques. Ricketts (1986) a constaté la présence de stratification oblique en mamelons dans les couches de grès (il a inclu ces couches dans la Formation d'Iceberg Bay). Les grès sont interstratifiés au sein de siltstones et de mudstones silteux moins importants. Un mince conglomérat à cailloux délimite la base de la formation dans la région type. West et al. (1981) ont relevé la présence d'une faune marine de scaphopodes, de pélécypodes d'eau marine à saumâtre, de requins et de poissons osseux.

La plupart des macrofossiles et des palynomorphes recueillis dans cette unité ont un intervalle d'âges très étendu. Les données fauniques et végétales combinées, et les relations stratigraphiques régionales, portent à croire que la formation date du milieu du Paléocène à l'Éocène précoce.

La Formation de Mount Moore représente la seule apparition de l'assemblage du lithofaciès A dans le Groupe d'Eureka Sound. Elle est interprétée comme étant le produit d'un milieu marin ou estuarien à énergie généralement faible. La prédominance du sable indique des apports de sédiments considérables, tandis que l'absence de chenaux, de figures d'affouillement ou d'une grande stratification oblique laisse supposer l'existence d'un milieu de faible énergie. La stratification oblique en mamelons indique le passage occasionnel de vagues de tempêtes de haute énergie.

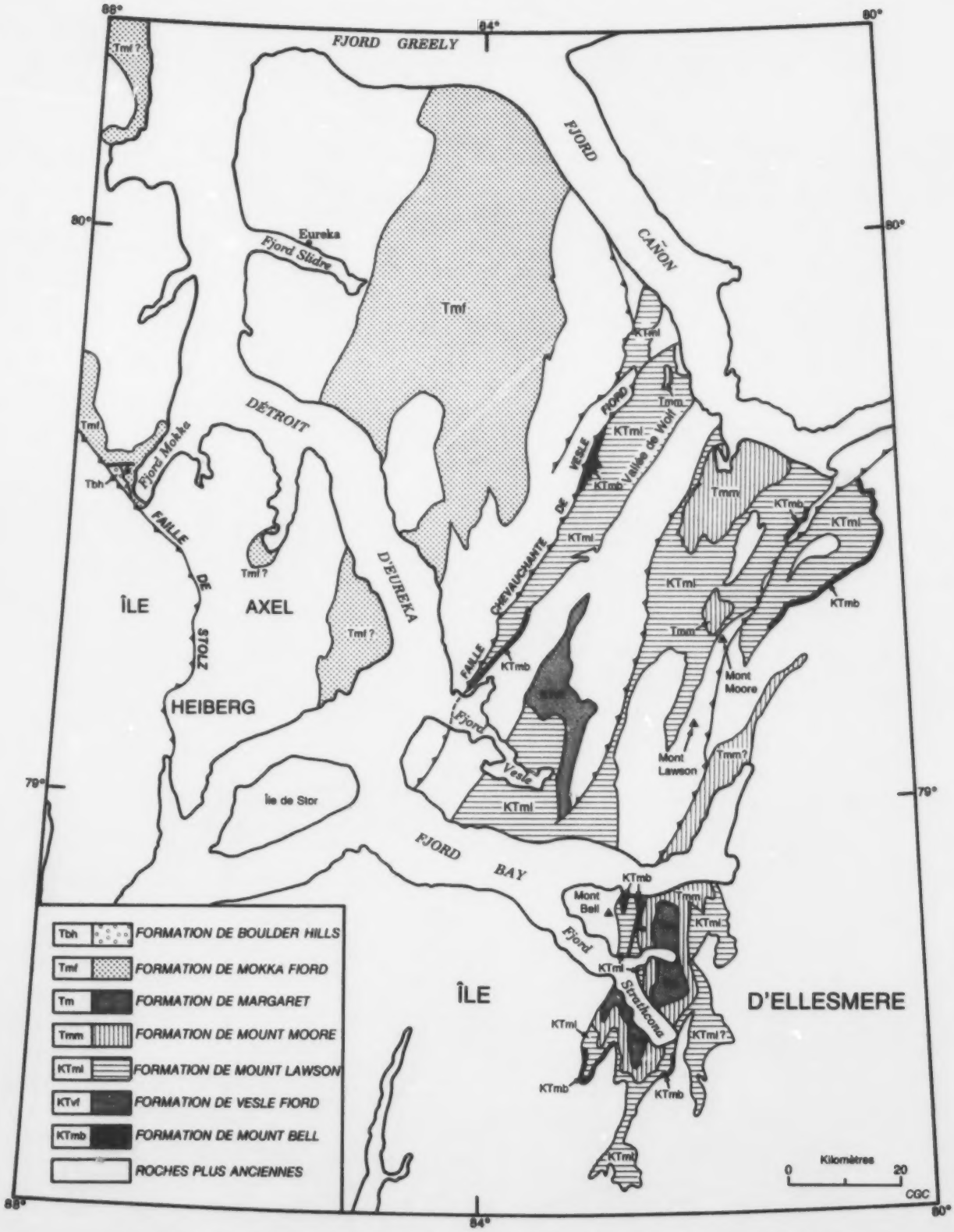


Figure 15-2. Croquis de carte géologique du Groupe d'Eureka Sound dans le centre de l'île d'Ellesmere.

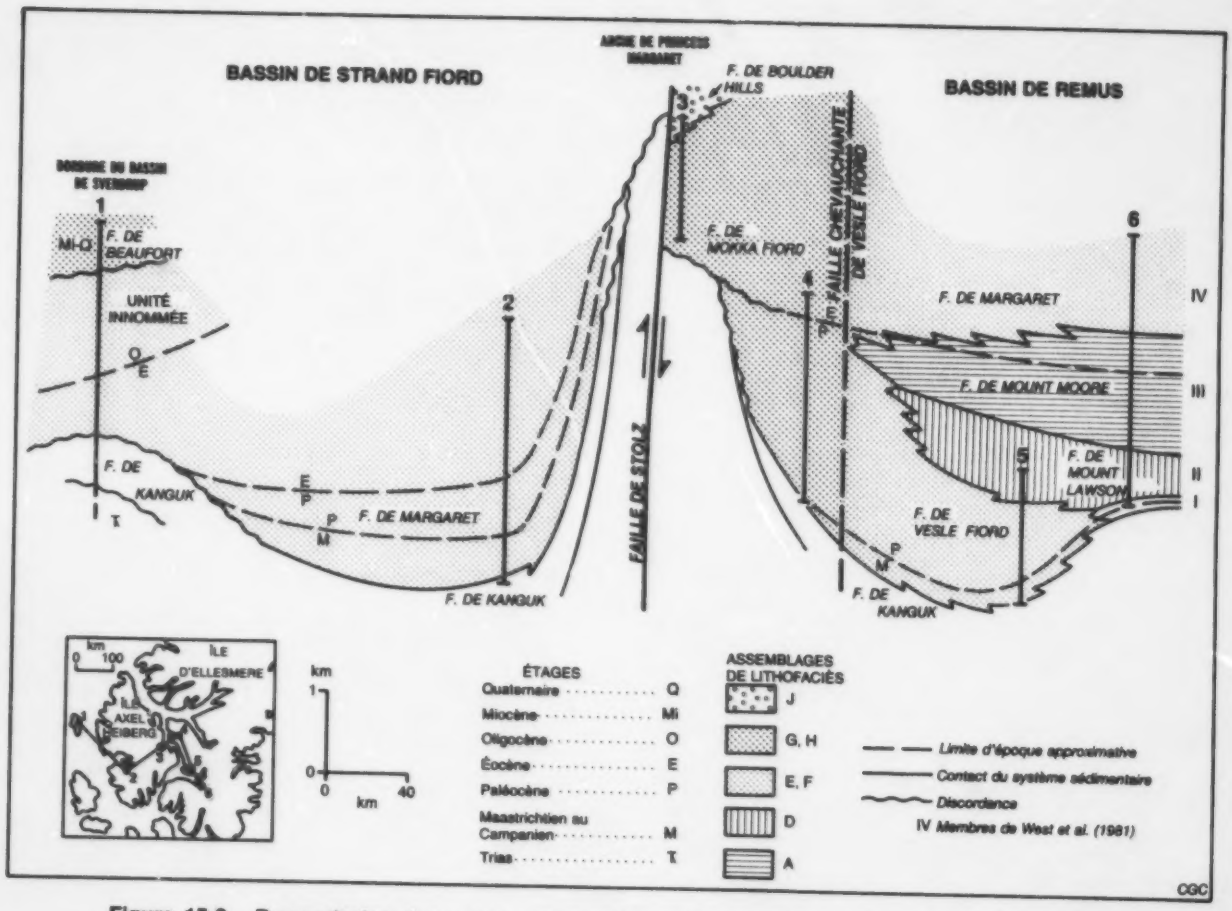


Figure 15-3. Reconstitution d'une coupe stratigraphique, Groupe d'Eureka Sound dans le bassin de Strand Fiord et le bassin Remus.

Formation de Margaret

Toute la coupe du Crétacé supérieur au Cénozoïque dans la région des fjords Strand et Expedition, dans l'ouest de l'île Axel Heiberg, fait partie de la Formation de Margaret. Cette unité tire son nom de la chaîne de montagnes Princess Margaret qui s'étend tout au long de l'île Axel Heiberg. Le stratotype a une épaisseur de 3 200 m et se trouve sur la côte sud du fjord Strand. Son contact avec la formation sous-jacente de Kanguk est progressif, tandis que son contact supérieur n'a pas été conservé. Ricketts (1984, 1986) a montré que ces couches peuvent être subdivisées en au moins trois unités cartographiques à chacune desquelles il a donné un nom de formation. En revanche, ces unités pourraient être désignées comme étant des membres de la Formation de Margaret. La Formation de Margaret se trouve aussi au fjord Strathcona, où elle constitue le membre IV de West et al. (1981). Des ensembles de couches dont l'épaisseur peut atteindre 1 160 m recouvrent la Formation de Mount Moore au-dessus d'une mince unité de conglomérat qui sert d'horizon repère local. Au fjord Stenkul, dans le sud de l'île d'Ellesmere, Riediger et Bustin (1987) ont mis en corrélation 360 m de couches avec la Formation de Margaret (leurs membres 2, 3 et 4). Sur l'île Banks, le Membre Cyclic décrit par Miall (1979a) est attribué à la Formation de Margaret. Le contact inférieur avec la Formation de Mount Lawson est progressif et, à cet endroit, la Formation de Margaret atteint une épaisseur conservée maximale de 1 100 m.

La formation se compose de grès, de siltstone, de mudstone et de charbon interstratifiés et disposés en une série de cycles à granoclassement inverse dont l'épaisseur peut atteindre 160 m (fig. 15-4D). La Formation de Margaret se distingue de la Formation de Mokka Fiord par son caractère cyclique distinct, et de la Formation de Mount Lawson par une plus grande abondance de grès et de charbon. Les unités de grès de la Formation de Margaret font voir une abondante stratification oblique. De vastes affleurements font voir des chenaux larges et peu profonds qui ont jusqu'à 100 m de largeur et 3 m de profondeur. Les charbons sont présents en quantités variables. Ils sont rares dans le stratotype, mais très répandus dans le bassin de Banks et abondants à proximité du fjord Strathcona, où la formation contient 26 filons houillers, dont un de 45 m d'épaisseur. Un chenal de ruissellement de 37 m de pro-

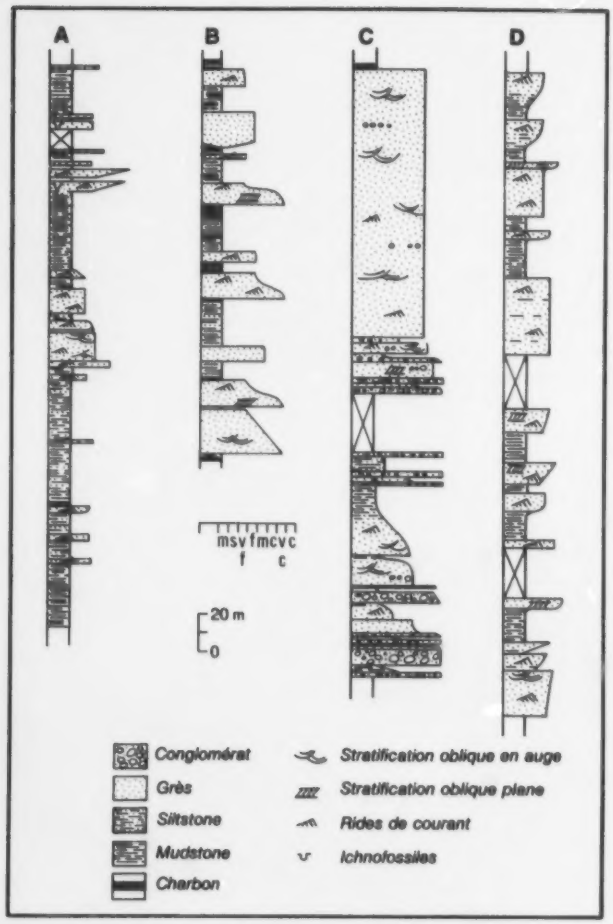


Figure 15-4. Coupes stratigraphiques choisies montrant des assemblages de lithofaciès caractéristiques dans le Groupe d'Eureka Sound: A. Formation de Mount Lawson, mont Moore; B. Formation de Mokka Fiord, ruisseau Remus; C. Formation de Mokka Fiord, fjord Mokka (faisant partie du stratotype); D. Formation de Margaret, fjord Strand (faisant partie du stratotype).

fondeur a été cartographié à un endroit. Ricketts (1984) a également cartographié un membre supérieur houiller de la formation sur la côte nord du fjord Strand.

Quelques rares fossiles marins, y compris des foraminifères, des radiolaires et l'ichnofossile *Ophiomorpha*, ont été recueillis dans la Formation de Margaret, dans le bassin de Banks. Ailleurs, la formation n'a donné que des palynomorphes non marins et, au fjord Strathcona, une faune de vertébrés remarquable. West et al. (1977, 1981) ont relevé la présence de tortues, de lézards, de crocodiles et de lémuriens dans la Formation de Margaret, mais cette faune n'a pas été observée ailleurs dans le Groupe d'Eureka Sound. Ces fossiles montrent que dans cette région, la formation date de l'Éocène précoce à moyen.

Au stratotype, les âges s'échelonnent du Campanien ou du Maastrichtien à l'Éocène tardif. Dans le bassin Banks, la formation constitue la partie supérieure du Groupe d'Eureka Sound et date du Paléocène à l'Éocène (Miall, 1979a).

La plus grande partie de la Formation de Margaret est composée de l'assemblage du lithofaciès E, qui est interprété comme s'étant formé dans des milieux qui ont varié de celui d'un front deltaïque proximal à celui d'une plaine deltaïque inférieure. Les cycles à granoclassement inverse représentent des sables progradants d'embouchures de défluents et de crevasses ramifiées. Un environnement de plaine fluvio-deltaïque s'est établi par endroits, menant au remplissage de chenaux fluviatiles et de barres de méandres de l'assemblage F. Ceux-ci n'ont pas encore été cartographiés séparément.

Formation de Mokka Fiord

Cette formation qui se présente à de nombreux endroits dans l'archipel arctique englobe des séquences cycliques distinctives de grès et de grès caillouteux, comprenant par endroits de minces lits de conglomérat. La formation a une épaisseur et des relations stratigraphiques variables, mais elle se distingue par les caractéristiques de ses lithofaciès et les milieux de sédimentation présumés. Le stratotype est situé au fjord Mokka, où affleure une coupe incomplète de 1 310 m d'épaisseur (fig. 15-4C). La base n'est pas à découvert, et la formation passe vers le sommet au conglomérat de la Formation de Boulder Hills. Au ruisseau Remus, la formation atteint au moins 2 550 m d'épaisseur. Dans le bassin de Judge Daly, la Formation de Mokka Fiord a 650 m d'épaisseur et correspond à l'unité cartographique Te^1 de Miall (1982). La base est masquée, et le contact supérieur avec la Formation de Cape Back est progressif. Dans le bassin du lac Hazen, le membre de grès et de mudstone décrit par Miall (1979b) fait partie de la Formation de Mokka Fiord. Des coupes complètes de la formation ne sont pas disponibles, mais des considérations structurales permettent d'estimer l'épaisseur à 450 m. Le contact basal avec les roches paléozoïques et mésozoïques est une disconformité (discordance parallèle) ou une discordance, alors que le contact supérieur avec la Formation de Boulder Hills est progressif, comme au fjord Mokka.

Dans la cuvette d'Éclipse, la Formation de Mokka Fiord correspond à l'unité cartographique Te^3 décrite par Miall et al. (1980). Elle passe progressivement à la formation sous-jacente de Mount Lawson, et au membre susjacent innommé de mudstone. À cet endroit, la Formation de Mokka Fiord a au moins 1 370 m d'épaisseur. Des affleurements du Groupe d'Eureka Sound trouvés au nord du lac Stanwell Fletcher, dans l'île Somerset, ont reçu le nom de Formation d'Idlorak (Dineley et Rust, 1968), et sont rapportés dans cet ouvrage à la Formation de Mokka Fiord. Environ 300 m de couches sont conservés en discordance sur des roches métamorphiques précambriennes. Dans le sud-est de l'île Banks, la formation repose directement sur la Formation de Kanguk.

L'assemblage de lithofaciès caractéristique de la Formation de Mokka Fiord consiste en du grès, du siltstone et du mudstone interstratifiés. De minces filons houillers abondent par endroits, et des grès caillouteux et de minces couches de conglomérat sont parfois présents (fig. 15-4B, 15-4C). L'abondance relative de ces lithofaciès varie considérablement, et les roches ont été subdivisées en quatre assemblages, soit F, G_1, G_2 et H, qui peuvent être

interstratifiés les uns au sein des autres dans la formation. La sédimentologie de ces roches a été décrite en détail dans d'autres ouvrages (Miall, 1984a), et est résumée ici.

La coupe du ruisseau Remus est un bon exemple de l'assemblage F. À cet endroit, les lithofaciès sont disposés en une série de cycles à granoclassement normal avec des bases érosionelles nettes. Par endroits, des chenaux se sont entaillés jusqu'à plusieurs mètres dans le faciès sous-jacent à charbon ou à grain fin. Une stratification oblique à angle faible, qui représente l'accrétion latérale de barres de méandres, est présente dans d'autres affleurements de cet assemblage dans le bassin du lac Hazen et la cuvette d'Éclipse. L'ensemble de l'assemblage de lithofaciès F est interprété comme représentant des dépôts de rivières très sinueuses de nature sableuse à boueuse.

L'assemblage G_1 est caractérisé par du grès à stratification oblique, les autres lithofaciès étant rares ou absents. Les séquences cycliques sont peu nombreuses. Les manifestations typiques comprennent des affleurements sporadiques près du ruisseau Remus et une grande partie de la coupe près du lac Stanwell Fletcher, dans l'île Somerset. Les dépôts ont probablement été formés par la migration de dunes et de mégarides linguoïdes ou transversales dans des rivières peu profondes à faible sinuosité (voir le modèle de la rivière Platte établi par Miall, 1977, 1978).

L'assemblage G_2 est composé de séquences cycliques de grès, de grès caillouteux et de conglomérat avec une petite quantité de mudstone silteux. Les cycles ont un granoclassement normal et leur épaisseur varie de 2,5 à 37,0 m. Les manifestations typiques comprennent une grande partie de la Formation de Mokka Fiord au fjord Mokka, ainsi que des affleurements dispersés dans le bassin du lac Hazen. Les cycles ont plusieurs origines: les plus minces pourraient représenter l'aggradation de chenaux ou de barres (voir le modèle de la rivière Donjek établi par Miall, 1977, 1978) et les plus épais, l'aggradation et l'abandon progressif des lobes de cônes alluviaux; en revanche, ces derniers pourraient faire l'objet d'un contrôle tectonique.

Une bonne partie de la Formation de Mokka Fiord dans la cuvette d'Éclipse se compose de grès laminé de grain fin à grossier. La stratification oblique y est rare, et on y a discerné aucune cyclicité. Les autres lithologies sont pratiquement absentes. Cela est typique de l'assemblage de lithofaciès H. D'autres exemples de cet assemblage se présentent près du sommet de la formation au fjord Mokka et au lac Hazen. Les dépôts ont vraisemblablement été mis en place par des crues soudaines dans des cours d'eau temporaires (voir le modèle du ruisseau Bijou établi par Miall, 1977, 1978).

La Formation de Mokka Fiord représente une série particulière de milieux de sédimentation. Elle s'est formée là où les conditions paléogéographiques et tectoniques locales étaient propices, et elle a donc un intervalle d'âges varié (tableau 15-4).

Formation de Boulder Hills

La formation tire son nom d'une séquence conglomératique distinctive de 450 m d'épaisseur qui forme la partie sommitale du Groupe d'Eureka Sound aux collines Boulder, près du lac Hazen. Une coupe semblable d'au moins 200 m d'épaisseur se trouve à l'ouest du fjord Mokka. À quelques kilomètres au nord, aux collines Geodetic, Bustin (1982) a cartographié une coupe à conglomérat ayant jusqu'à 1 km d'épaisseur qu'il a assignée à la Formation de Beaufort; or, à en juger par des données palynologiques (Ricketts et McIntyre, 1986), ces couches datent de l'Éocène moyen, et elles sont donc regroupées ici dans la Formation de Boulder Hills. (Ricketts (1986) a établi une nouvelle unité, à savoir la Formation de Buchanan Lake, pour ces conglomérats.)

La lithologie prédominante se compose de conglomérat à galets et à blocs dans lequel les clastes atteignent par endroits 1,4 m de diamètre. La formation contient également en moindre quantité des lentilles de grès à stratification oblique et plane. Les sédiments forment l'assemblage du lithofaciès J et sont interprétés comme étant des dépôts de défluents graveleux anastomosés situés à l'intérieur de cônes alluviaux (voir le modèle de la rivière Scott établi par Miall, 1977, 1978).

Aux collines Geodetic, les couches datent de l'Éocène moyen (Ricketts et McIntyre, 1986). Comme le fait remarquer Miall (1986), les données palynologiques recueillies par Miall (1979b) et Sepulveda et Norris (1982) montrent qu'ailleurs, les couches pourraient s'échelonner jusqu'à l'Éocène tardif ou le tout début de l'Oligocène.

Formation de Cape Back

Cette formation a été cartographiée uniquement dans la région du cap Back dans le bassin de Judge Daly. Elle constitue les unités cartographiques Te^2 et Te^3 de la butte témoin de la baie Carl Ritter (Miall, 1982). Ces unités ont 630 m et 460 m d'épaisseur respectivement, pour un total de 1 090 m. L'unité cartographique Te^2 est désignée comme étant un membre inférieur de la Formation de Cape Back. Elle est composée d'interstrates minces de grès fin à très fin, de siltstone et de mudstone. Les rides de courant sont fréquentes, et de nombreuses couches à grain fin contiennent des feuilles caduques bien conservées. Le membre est séparé de la formation sous-jacente de Mokka Fiord par un contact progressif. Il passe vers le sommet à l'unité cartographique Te^3, qui se compose principalement de siltstone gris foncé, de minces unités argileuses et de couches de mudstone sidéritique. Il contient d'abondants débris végétaux bien conservés et des gastéropodes. Une discordance sépare ce membre supérieur de la Formation de Cape Back de la formation sus-jacente de Cape Lawrence.

Miall (1982) a rapporté la Formation de Cape Back au Paléocène, principalement en raison de la macroflore identifiée par L.V. Hills. Les sédiments de cette formation constituent l'assemblage du lithofaciès K (voir le tableau 15-2). Le membre inférieur est interprété comme représentant les dépôts d'une plaine alluviale distale qui renfermait peut-être des lacs peu profonds. La coupe du cap Back a pu être mise en place en bordure d'un lac, là où le ruissellement en nappes a inondé des replats sableux subaériens et où, dans les milieux subaquatiques peu profonds, il y a eu alternance de courants poussés par le vent et de conditions d'eau calme. Les dépôts à grain plus fin du membre supérieur attestent probablement de l'approfondissement de l'eau et du développement plus généralisé de conditions correspondant à un milieu lacustre peu profond.

Formation de Cape Lawrence

Cette unité affleure dans trois zones isolées dans le nord-est de l'île d'Ellesmere, où elle a été cartographiée comme un «conglomérat tertiaire» par Mayr et de Vries (1982). La formation a plus de 630 m d'épaisseur dans le bassin de Judge Daly, où elle repose en discordance angulaire sur la Formation de Cape Back, et 1 km d'épaisseur au cap Lawrence.

La formation consiste surtout en un conglomérat à blocs dont la lithologie ressemble à celle de la Formation de Boulder Hills. Des spécimens de plantes ont été rapportés par G.E. Rouse (voir Mayr et deVries, 1982) au Paléocène.

Groupe d'Eureka Sound non différencié du nord de l'île d'Ellesmere

Des affleurements du Groupe d'Eureka Sound trouvés dans plusieurs petites zones dans le nord de l'île d'Ellesmere (fig. 15-5) n'ont pas encore été assignés à des formations (et ne seront pas examinés dans l'analyse de l'évolution séquentielle régionale présentée plus loin) à cause des incertitudes qu'ils créent quant à leur âge et à leur milieu. Suit un résumé des renseignements disponibles.

Au sud de la partie ouest de l'inlet Phillips (emplacement 1, fig. 15-5), un basalte du Crétacé supérieur (chapitre 14) repose sous un assemblage de grès, de conglomérat et de charbon qui a donné des fossiles végétaux d'âge non différencié correspondant à la fin du Crétacé et au Paléogène (K.G. Osadetz, communication personnelle, 1988).

Un bloc faillé de la Formation d'Eureka Sound trouvé sur la côte sud du fjord Emma, à l'est de la baie Fire (emplacement 2), comprend une unité inférieure de mudstone et de grès et une unité supérieure de conglomérat (R. Thorsteinsson, communication personnelle, 1987). Des spores datant du Maastrichtien ont été extraites d'échantillons provenant de l'unité inférieure.

Une zone d'affleurements de strates du Groupe d'Eureka Sound trouvée du côté ouest de la baie Yelverton (emplacement 3) est limitée par un glacier à l'ouest et est en contact de faille avec des strates du Protérozoïque supérieur ou du Cambrien au sud et à l'est (voir Trettin et Frisch, 1987). La séquence exposée (Wilson, 1976) se divise en une unité inférieure de grès et de siltstone dont l'épaisseur est d'environ 500 m, et en une unité supérieure de grès et de conglomérat à cailloux et à blocs qui a environ 200 m d'épaisseur. L'unité inférieure a donné des florules datant du début du Tertiaire et du Maastrichtien et début du Tertiaire, et a été interprétée comme étant d'origine littorale. L'unité supérieure a probablement été mise en place par une rivière anastomosée à écoulement vers le nord.

Un conglomérat dont le pendage varie de faible à abrupt et situé à l'est de l'embouchure du glacier Disraeli (emplacement 6), repose en discordance sur la formation ordovicienne de M'Clintock et est attribué provisoirement au Groupe d'Eureka Sound. Il se compose de clastes de roches carbonatées arrondis dont les dimensions vont des cailloux aux blocs.

Unités oligocènes innommées

Des données sismiques obtenues au large de la côte sud-ouest de l'île Banks (Hea et al., 1980) indiquent qu'au moins 5 km de sédiments recouvrent en discordance le Groupe d'Eureka Sound; par endroits, des talus subaquatiques en progradation vers la mer produisent des réflexions identifiables. Deux puits ont traversé cette unité sismique, soit le puits Isachsen J-37, dans le nord de l'île Ellef Ringnes, et le puits Crocker I-53, dans l'île Meighen. Les lits ne sont pas consolidés et les débris de forage témoignent d'effondrements importants, de sorte que les

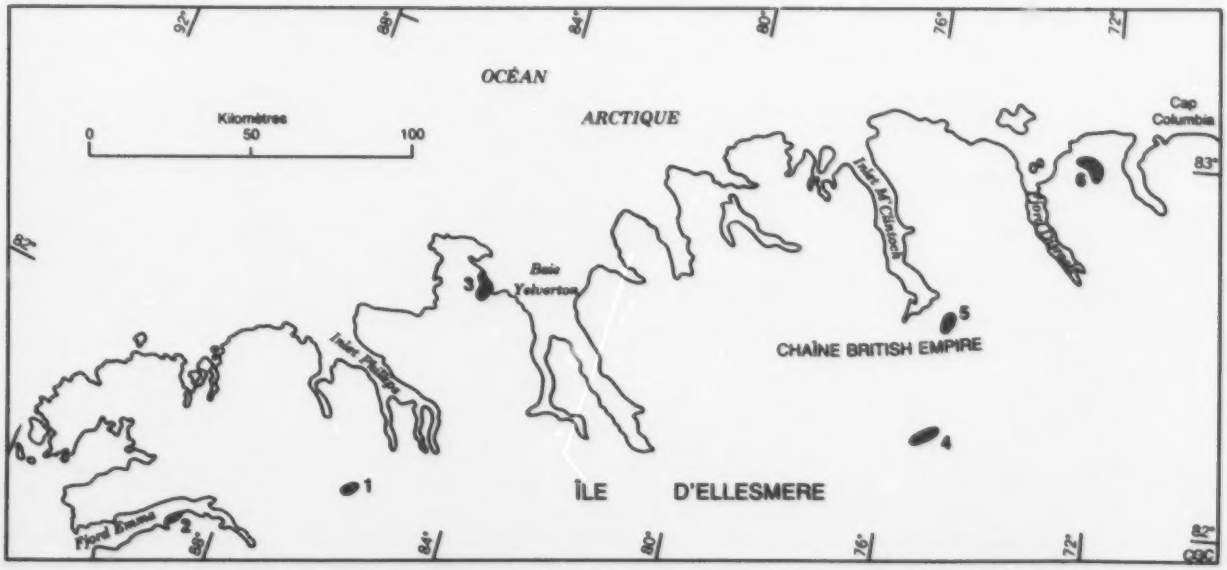


Figure 15-5. Manifestations du Groupe d'Eureka Sound dans l'ouest et le centre de l'extrême nord de l'île d'Ellesmere. Les numéros renvoient aux emplacements mentionnés dans le texte.

déterminations lithologiques et chronologiques sont extrêmement difficiles à effectuer.

Dans le puits Crocker I-53, la coupe se compose surtout de grès, de siltstone et de mudstone interstratifiés avec une petite quantité de charbon. Les diagraphies montrent une forme en bloc ou en cloche typique des cycles fluviaux. Les contacts supérieur et inférieur de cette unité sont établis provisoirement à 1 900 pi (580 m) et à 6 000 pi (1 830 m) respectivement, d'après la signature de la diagraphie et les données palynologiques (G. Norris, communication personnelle, 1987). L'unité a donc 1 250 m d'épaisseur à cet endroit.

Les palynomorphes distinctifs sont peu nombreux et mélangés avec de nombreux taxons recyclés de roches plus anciennes. Miall et G. Norris (communication personnelle, 1987) ont rapporté la succession à l'Oligocène précoce ou moyen. Des considérations régionales portent à croire que cette unité s'étend sur toute la bordure continentale de l'Arctique, et qu'elle se prolonge probablement dans le bassin de Beaufort et Mackenzie, où elle a été mise en corrélation avec la séquence de Kugmallit (Dietrich et al., 1985).

Au sud de la partie amont de l'inlet M'Clintock (fig. 15-5, emplacement 4), une unité tertiaire partiellement masquée, dont l'épaisseur dépasse 170 m, a chevauchée des strates de la partie supérieure du Paléozoïque. Elle consiste surtout en une brèche composée principalement de clastes carbonatés (U. Mayr, communication personnelle, 1988). Des spores provenant d'un siltstone interstratifié recelant du bois fossile (Christie, 1964, p. 55) ont été réexaminées par D.J. McIntyre, qui a affirmé (communication personnelle, 1985) qu'elles ne sont pas caractéristiques mais qu'elles semblent indiquer un âge oligocène ou possiblement miocène. La même brèche semble affleurer au sud-est de l'inlet M'Clintock (emplacement 5), où elle repose sur des strates non déformées de la partie supérieure du Paléozoïque. À cet endroit, l'unité atteint une épaisseur minimale de 133 m et son sommet n'a pas été conservé (U. Mayr, communication personnelle, 1988).

Strates trouvées dans le cratère d'impact de Haughton dans l'île Devon

Un cratère d'impact dont le diamètre atteint environ 16 km se trouve dans des roches carbonatées ordoviciennes et siluriennes dans le centre ouest de l'île Devon (Frisch et Thorsteinsson, 1978; Thorsteinsson et Mayr, 1987). Au sein du cratère, une brèche d'impact polygénique pouvant avoir jusqu'à 90 m d'épaisseur est recouverte d'environ 28 m de sédiments lacustres. Le sommet de la séquence n'a pas été conservé. La brèche se compose principalement de roches sédimentaires de la partie inférieure du Paléozoïque, surtout des roches carbonatées, mais aussi de fragments de roches métamorphiques précambriennes. Les sédiments lacustres sont composés surtout de silt finement stratifié et d'une petite quantité de sable à éléments de dolomie détritique. Ils ont donné une faune vertébrée miocène de même que des ostracodes, des pollens et une macroflore. L'analyse par la méthode des traces de fission d'une apatite provenant d'un gneiss ayant subi un métamorphisme de choc, indique que l'impact a eu lieu il y a 22,4 +/- 1,4 Ma, soit au cours du Miocène précoce (Omar et al., 1987).

Formation de Beaufort

La région type de cette formation se trouve dans l'île Prince Patrick; à cet endroit, la formation est composée d'au moins 75 m de sable quartzeux grossier à stratification oblique et de nombreux lits de gravier. De gros troncs d'arbres et des souches intacts se retrouvent fréquemment (Tozer et Thorsteinsson, 1964). La formation s'étend sur toute la plaine côtière de l'Arctique, à partir du sud-ouest de l'île Banks jusqu'à l'île Meighen. Dans l'île Banks, l'unité forme un mince placage de quelques mètres d'épaisseur dans le centre de l'île; elle s'épaissit pour atteindre 100 m au ruisseau Ballast, dans le coin nord-ouest de l'île (Hills, 1969), et plus de 260 m sur la côte ouest, où plusieurs puits d'exploration l'ont traversée (Miall, 1979a). Hills (1969) a reconnu deux membres au ruisseau Ballast, un membre inférieur composé de sable de grain moyen à grossier à stratification oblique, d'argile, d'argile silteuse et de tourbe, et un membre supérieur composé de gravier à cailloux et à galets et de sable de grain moyen à grossier avec de nombreuses lentilles de bois non comprimé.

Dans le puits Crocker I-53 dans l'île Meighen, la base de la Formation de Beaufort est placée provisoirement à une profondeur de 1 900 pi (580 m). Des diagraphies et des échantillons indiquent que la formation se compose surtout de gravier et de sable grossier. Une langue de sédiments marins affleurant dans l'île a donné des foraminifères caractéristiques, notamment *Cibicides grossa* du Pliocène précoce ou du tout début du Pliocène tardif (D.H. McNeil, communication personnelle, 1988). Les palynomorphes et les plantes macroscopiques provenant des îles Banks et Meighen s'échelonnent vraisemblablement du milieu du Miocène au Pliocène précoce (Matthews, 1987).

Une séquence clastique qui affleure dans les collines Geodetic, dans l'est de l'île Axel Heiberg, a été incluse dans la Formation de Beaufort par Bustin (1982); plus tard, Ricketts et McIntyre (1986) ont montré qu'elle date de l'Éocène, et qu'elle fait partie du Groupe d'Eureka Sound, tel que mentionné ci-dessus. La même révision pourrait s'avérer nécessaire pour un affleurement présumé de la Formation de Beaufort à l'inlet Mackinson (Riediger et al., 1984).

La Formation de Beaufort est vraisemblablement d'origine principalement fluviatile, provenant de rivières qui s'écoulaient vers le nord-ouest à travers la plaine côtière de l'Arctique jusque dans l'océan Arctique. Une langue de sédiments marins affleure dans l'île Meighen. Au large de la côte, les lits contiennent probablement une zone de transition d'un milieu deltaïque à un milieu marin.

ÉVOLUTION SÉQUENTIELLE

Cadre tectonique

La Formation de Kanguk est sous-jacente au Groupe d'Eureka Sound; il s'agit d'une unité lithologiquement assez uniforme qui s'étend dans l'ensemble de l'archipel arctique. En revanche, la lithologie et l'épaisseur du Groupe d'Eureka Sound sont très variées. Les données sur les faciès et les paléocourants indiquent que le Groupe d'Eureka Sound s'est accumulé dans une série de bassins isolés ou semi-isolés qui étaient séparés par des bombements. Plusieurs de ces derniers ont subi un soulèvement et une érosion considérables durant la sédimentation du Groupe

d'Eureka Sound. À en juger par des indices stratigraphiques, dans certains cas, plusieurs kilomètres de sédiments mésozoïques ont été enlevés, et ces matériaux ont dû être la source de tous ou de presque tous les sédiments du Groupe d'Eureka Sound dans les bassins adjacents.

Le contraste prononcé entre le milieu structural et les caractéristiques des dépôts du Groupe d'Eureka Sound et ceux des sédiments plus anciens reflète le début de l'orogenèse eurékienne (chapitres 17 et 18); cette dernière a été causée par une série complexe d'ajustements des plaques provoqués par l'ouverture de la baie de Baffin et de la mer du Labrador et par les mouvements relatifs entre le Canada et le Groenland qui en ont résulté. Balkwill (1978) a divisé l'orogenèse en trois phases, la chronologie desquelles a été revisée par Miall (1984b) afin de tenir compte d'indices stratigraphiques supplémentaires et d'une meilleure documentation géophysique sur la chronologie de l'expansion des fonds océaniques. La phase 1 de l'orogenèse a duré de la fin du Campanien ou du début du Maastrichtien jusqu'au Paléocène tardif. Le bassin de Sverdrup a été fragmenté en une série de bassins plus petits et de bombements intermédiaires. Vers la fin de cette phase, certains des bombements semblent être devenus inactifs et ont été recouverts en discordance par des sédiments basals du Groupe d'Eureka Sound. La phase 1 a culminé avec un épisode de chevauchement dans l'est de l'île d'Ellesmere.

La phase 2 de l'orogenèse met en évidence un changement dans la configuration des contraintes régionales qui résulte de la modification des trajectoires des plaques dans l'Arctique et l'Atlantique Nord (Srivastava, 1985; Srivastava et Tapscott, 1986). Cependant, les faciès et les configurations de paléocourants dans le Groupe d'Eureka Sound n'ont pas révélé de changement prononcé dans le style jusqu'à près de la fin de la phase 2. À ce moment, au cours de la période s'étendant du milieu de l'Éocène au tout début de l'Oligocène, la phase 2 a atteint son apogée lors d'un épisode majeur de compression, et la sédimentation du Groupe d'Eureka Sound s'est terminée.

L'expansion du fond océanique de la baie de Baffin a cessé au cours de l'Oligocène précoce, et la phase 3 de l'orogenèse eurékienne est maintenant interprétée comme étant un soulèvement isostatique post-orogénique qui se serait produit en réponse à l'érosion et à l'épaississement de la croûte (chapitres 17, et 18). À partir de l'Oligocène précoce ou possiblement de l'Éocène tardif jusqu'au Miocène précoce ou moyen, l'archipel arctique a été soulevé et érodé. Les principales zones de sédimentation maximale se sont déplacées vers les marges continentales.

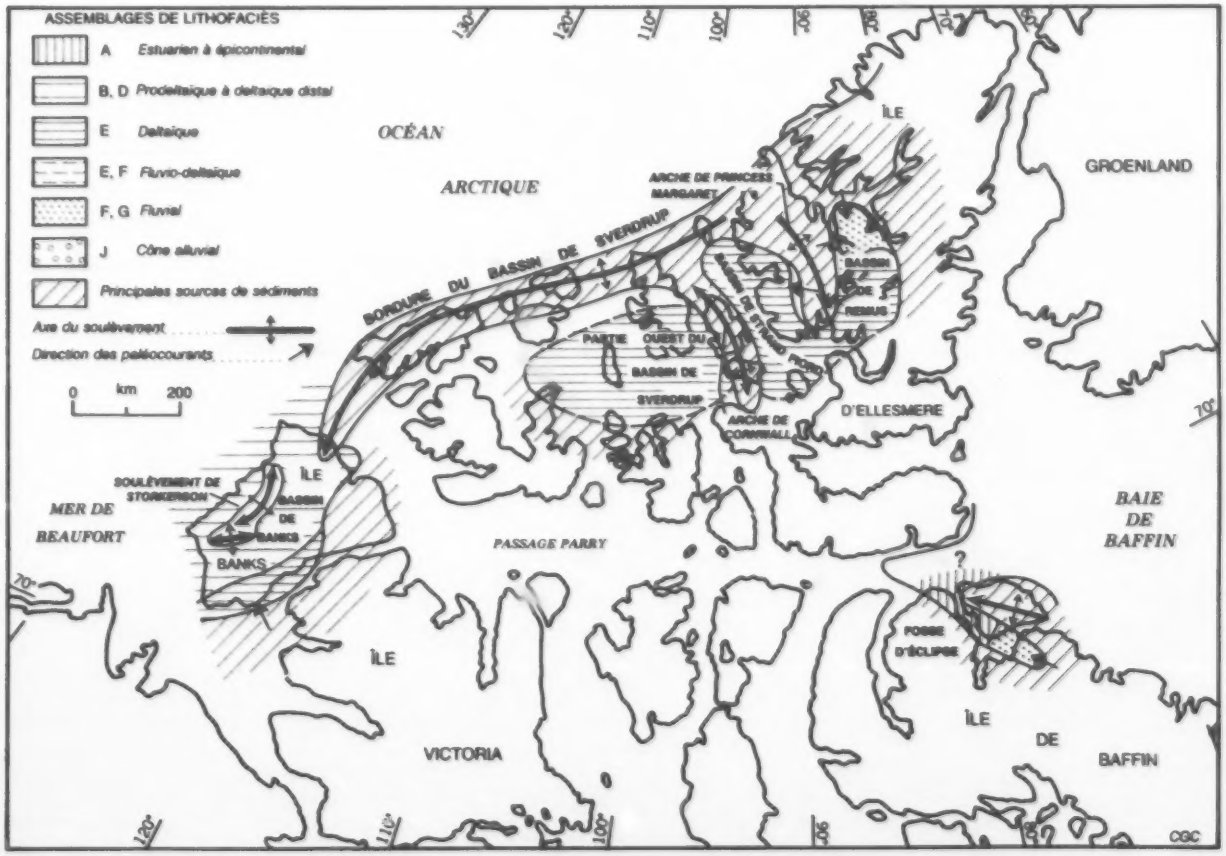


Figure 15-6. Paléogéographie du milieu à la fin du Maastrichtien. Se reporter au texte concernant l'arche de Princess Margaret qui a pu ne pas être active avant l'Éocène (Ricketts, 1987).

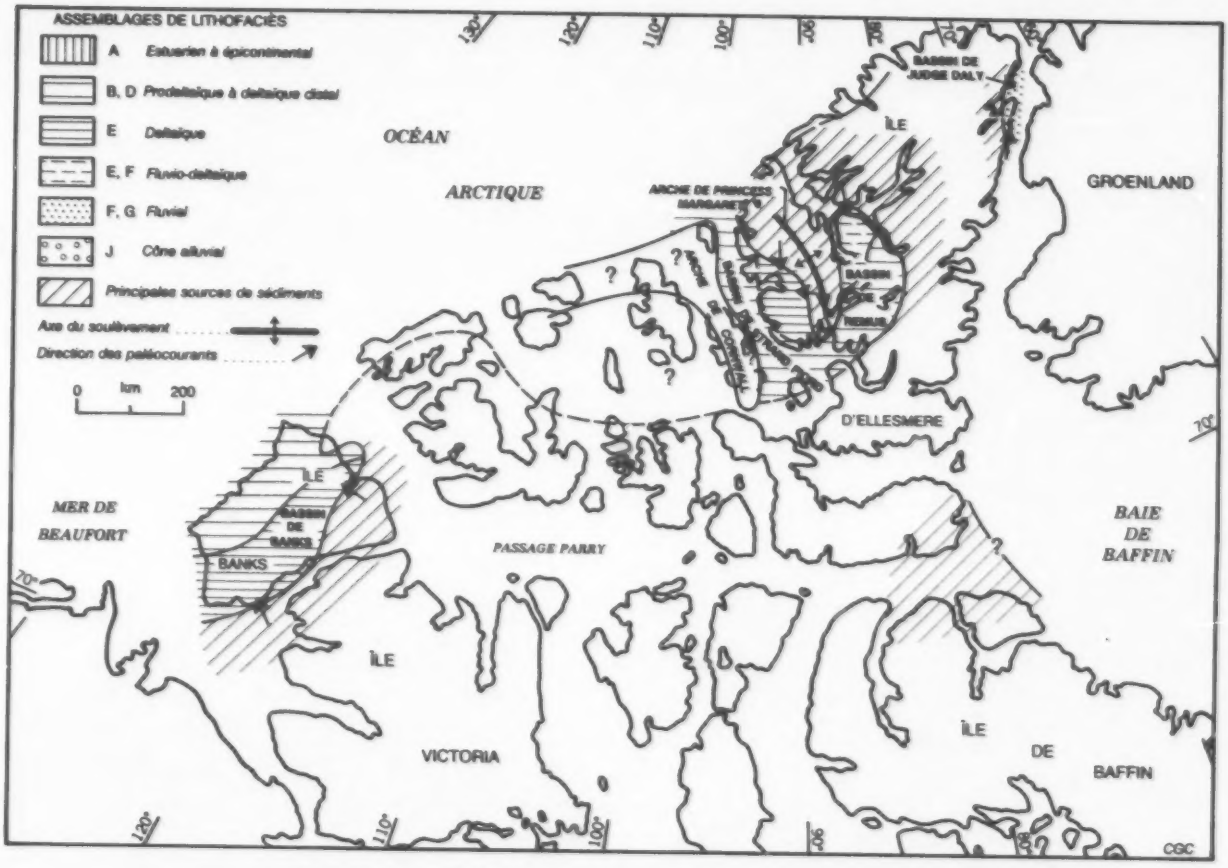


Figure 15-7. Paléogéographie du Paléocène précoce à moyen.

Les bassins et les bombements, qui étaient actifs pendant la sédimentation du Groupe d'Eureka Sound, sont représentés dans les cartes paléogéographiques annexées (fig. 15-6 à 15-11). La bordure du bassin de Sverdrup, nommée par Meneley et al. (1975), a été active sporadiquement presque tout au long de la période de sédimentation du bassin. Elle n'est pas devenue une source importante de sédiments avant d'avoir subi un soulèvement au cours de la phase 1 de l'orogenèse eurékienne. Le soulèvement de Storkerson, dans le bassin de Banks (Miall, 1975), est séparé physiquement de la bordure du bassin de Sverdrup, mais sa direction est semblable et il occupe la même position structurale, parallèle à la marge continentale. Il a également été actif pendant une courte période au cours des premières phases de la sédimentation du Groupe d'Eureka Sound. Les deux soulèvements sont en partie bordés par des failles.

L'arche de Princess Margaret (Gould et DeMille, 1964) et l'arche de Cornwall (Balkwill, 1973) sont des arches presque parallèles qui sont orientées nord-nord-ouest à sud-sud-est. Elles ont été toutes deux soulevées d'environ 4,5 km pendant l'orogenèse eurékienne. L'arche de Cornwall a été soulevée principalement au cours de la phase 1 de l'orogenèse (Balkwill, 1978), mais la chronologie du soulèvement de l'arche de Princess Margaret est moins bien définie. Dans l'île Cornwall, le Groupe d'Eureka Sound («grès paléocènes et éocènes innommés» décrits par Balkwill, 1983) repose en discordance sur des roches qui pourraient remonter jusqu'au Trias, ce qui indique que l'érosion a fait disparaître au moins 3,6 km de matériaux durant la toute fin du Crétacé et le Paléocène (Balkwill, 1983). Les roches du Trias sont largement à découvert dans le coeur de l'arche de Princess Margaret. Cependant, les strates les plus anciennes recouvertes par le Groupe d'Eureka Sound ne remontent qu'au Jurassique supérieur (à la baie Flat, dans l'est de l'île Axel Heiberg); ainsi, les niveaux d'érosion les plus profonds mis à découvert le long de l'axe du soulèvement se sont peut-être formés après la phase principale de compression de l'orogenèse (après l'Éocène tardif). Ricketts (1987) a avancé que le biseau d'aggradation du Groupe d'Eureka Sound sur des strates jurassiques dans l'est de l'île Axel Heiberg est relié au soulèvement diapirique des évaporites du Paléozoïque tardif et des sédiments sus-jacents, et non pas au soulèvement survenu au cours de l'orogenèse eurékienne; en outre, il a souligné qu'il existe très peu d'indices qui permettent d'affirmer que les éléments détritiques du Groupe d'Eureka Sound soient dérivés des roches du soulèvement (par ex., les matériaux ignés mafiques provenant des dykes et des filons-couches sont peu abondants). Il a proposé que l'arche

de Princess Margaret n'a peut-être pas été soulevée pendant la phase 1, mais qu'elle se serait formée principalement durant les mouvements de compression finals de la phase 2. Il faudra entreprendre d'autres travaux avant de pouvoir résoudre ce problème.

Les parties est et nord de l'île d'Ellesmere ont été des régions sources (montagneuses?) pendant toute la période de sédimentation du Groupe d'Eureka Sound. Les unités du Crétacé s'amincissent nettement vers le bord du bassin de Sverdrup (par ex., au fjord Strathcona; Balkwill et Bustin, 1975), et le Groupe d'Eureka Sound forme un biseau d'aggradation sur des roches mésozoïques et paléozoïques partout dans l'est du bassin de Remus. Les petits bassins cénozoïques au promontoire Judge Daly et au lac Hazen ont duré peu de temps et contiennent des séquences sédimentaires entièrement non marines.

La plate-forme continentale franklinienne et la Plate-forme de l'Arctique sont également demeurées légèrement positives pendant une grande partie de la période de sédimentation du Groupe d'Eureka Sound. Des lambeaux du Groupe d'Eureka Sound limités par des failles se présentent à de nombreux endroits, y compris les îles Bathurst, Cornwallis, Devon et Somerset, et dans la région de la presqu'île Bache de l'île d'Ellesmere, mais la plupart d'entre eux représentent vraisemblablement des lambeaux d'érosion de placages fluviatiles locaux qui ont été conservés grâce à des failles tardives, probablement au Miocène ou au Pliocène. La plus grande zone d'affleurements des strates du Groupe d'Eureka Sound dans la Plate-forme de l'Arctique se trouve au lac Stanwell Fletcher, dans l'île Somerset (Dineley et Rust, 1968). L'absence de changement de faciès marginal dans ce graben porte à croire que les failles limitrophes sont post-sédimentaires.

Le Groupe d'Eureka Sound s'est accumulé dans sept bassins majeurs dans la zone continentale actuelle de l'archipel arctique et entre les bombements et les masses terrestres décrits ci-dessus. La séquence la plus épaisse se trouve dans le bassin de Remus (nommé par Bustin, 1977), où des reconstitutions stratigraphiques portent à croire qu'il y a eu accumulation de plus de 4 km de sédiments, bien qu'un maximum de 2,5 km seulement ait été conservé. Au centre du bassin, le Groupe d'Eureka Sound repose en concordance sur la Formation de Kanguk, mais il forme un biseau d'aggradation sur des roches plus anciennes à l'ouest, à l'est et au nord. Le bassin est tronqué au nord, le long des fjords Cañon et Greely, possiblement par des failles importantes dans ces détroits.

Les sédiments du Groupe d'Eureka Sound trouvés dans l'est de l'île Axel Heiberg ont jadis été rapportés au bassin de Meighen (Miall, 1981), mais des données récentes indiquent que la stratigraphie y est très différente de celle de l'île Meighen. Par conséquent, ce bassin a été rebaptisé bassin de Strand Fiord, d'après l'endroit où se trouve la coupe conservée la plus épaisse (3,2 km). La coupe de l'île Meighen (puits Crocker I-53) fait partie du prisme de sédiments de la marge continentale, et le nom de bassin de Meighen n'est plus utilisé.

Le bassin de Sverdrup West (Miall, 1981) est représenté par des restes du Groupe d'Eureka Sound trouvés dans l'île Amund Ringnes (300 m; Balkwill, 1983), dans le sud de l'île Ellef Ringnes (60 m; Stott, 1969), dans île Lougheed (60 m; Balkwill et al., 1982) et à la presqu'île Sabine de l'île Melville (33 m; Rahmani et Hopkins, 1977). Il n'a probablement jamais constitué une importante zone de sédimentation maximale.

Le bassin de Banks (Miall, 1975) est né au Jurassique sous la forme d'une cuvette partiellement limitée par des failles et située en bordure du craton; il était bordé à l'ouest et partiellement fermé par le soulèvement de Storkerson (Miall, 1975, 1979a). La cuvette d'Éclipse (Jackson et Davidson, 1975; Jackson et al., 1975) est une structure péricratonique plus petite mais semblable. Le bassin est séparé de la baie de Baffin par la hauteur de Byam Martin. Son évolution stratigraphique et structurale s'apparente probablement à celle du détroit de Lancaster, qui est situé directement au nord (Miall et al., 1980).

Enfin, les bassins de Judge Daly et de Lake Hazen étaient de petits bassins intermontagnards de courte durée qui ont reçu des apports de sédiments pendant le Paléocène et l'Éocène, respectivement. Dans ces deux bassins, le Groupe d'Eureka Sound est entièrement non marin (Miall, 1979b, 1982).

D'après les données géophysiques, à l'exception de la partie est du détroit de Lancaster (Hea et al., 1980; Rice et Shade, 1982), aucun des principaux passages interinsulaires ne repose sur des strates épaisses du Tertiaire (H.R. Balkwill, communication personnelle, 1980).

Évolution paléogéographique

Campanien à Maastrichtien

Dans les bassins de Banks, de Sverdrup West, de Strand Fiord et de Remus et dans la cuvette d'Éclipse, les mudstones et siltstones marins de la Formation de Kanguk passent vers le sommet aux séquences deltaïques de grès et de mudstone du Groupe d'Eureka Sound. Dans la plupart des localités, cette transition remonte à la fin du Campanien ou au début du Maastrichtien, bien que la transition deltaïque ait eu lieu un peu plus tard dans l'île Banks (du Maastrichtien au Paléocène tardif), et qu'à cet endroit, la lithologie et l'origine des couches inférieures du Groupe d'Eureka Sound (Formation de Mount Lawson) ressemblent à celles de la Formation de Kanguk.

L'apparition dans la coupe de débris sableux abondants atteste de l'émergence de sources locales de sédiments, et fournit donc un âge minimal pour la différenciation initiale du bassin de Sverdrup en des arches et bassins plus petits au cours de la phase 1 de l'orogenèse eurékienne. À l'origine, il y a peut-être eu de nombreuses sources locales de sédiments. Par exemple, Kerr (1974) a relevé, dans le sud-est de l'île Bathurst, des sédiments typiques du Groupe d'Eureka Sound qui contiennent des dinoflagellés marins et une flore non marine du Maastrichtien. Des couches semblables caractéristiques de la transition marine à non marine se sont peut-être accumulées sur une très grande étendue dans toute la région arctique, tout comme la formation sous-jacente de Kanguk qui jadis s'étendait beaucoup plus loin que ses limites actuelles dans le bassin de Sverdrup (par ex., Dixon et al., 1973). Cependant, dès la période s'étendant du milieu à la fin du Maastrichtien, la mer s'était probablement retirée de la majeure partie des îles méridionales de l'Arctique, et la configuration des bassins et des arches était devenue bien établie (fig. 15-6). Les indices de l'existence de l'arche de Princess Margaret à cette époque sont ambigus. Les bassins de Strand Fiord et de Remus ont peut-être formé un complexe fluvio-deltaïque

continu en progradation vers le sud et l'ouest (Ricketts, 1987). Un prisme majeur de sédiments fluviatiles a progradé dans la cuvette d'Éclipse tandis qu'ailleurs, il y a eu établissement de conditions deltaïques. En outre, il a dû y avoir progradation deltaïque le long de la marge continentale arctique au-delà de la bordure du bassin de Sverdrup, où le Groupe d'Eureka Sound repose sur des roches dont l'âge augmente vers le nord-ouest, à travers les strates inclinées de la bordure du bassin de Sverdrup (Meneley et al., 1975). Le bord de ce prisme de sédiments pourrait affleurer à la baie Yelverton, dans le nord de l'île d'Ellesmere (Wilson, 1976); ailleurs, il est profondément enfoui sous des strates oligocènes à pliocènes.

En se fondant sur les indices actuels, il semble improbable qu'un passage marin direct entre l'océan Arctique et la baie de Baffin ait existé après le début de l'orogenèse eurékienne. Dans le sud des îles d'Ellesmere et Devon, soit l'endroit le plus probable d'un tel passage, des strates non marines du Paléocène, de l'Éocène, ou des deux, reposent en discordance sur des roches du Paléozoïque.

Paléocène précoce à moyen

Les sources cratoniques (et possiblement l'arche de Princess Margaret) ont continué de fournir des débris sableux abondants qui ont contribué à la progradation deltaïque dans les bassins de Strand Fiord et de Banks. Le bassin de Judge Daly a été créé lorsqu'il y a eu apport considérable de débris de sable caillouteux en provenance du sud-ouest. Ailleurs, l'impulsion régressive initiale du Groupe d'Eureka Sound semble avoir ralenti. Aucun des sédiments retrouvés dans le bassin de Sverdrup West n'est postérieur au Maastrichtien, et l'arche de Cornwall ainsi que la bordure du bassin de Sverdrup sont peut-être devenues tectoniquement inactives et sujettes à la pénéplanation.

Dans le bassin de Remus, la formation deltaïque distale de nature transgressive (en rétrogradation) de Mount Lawson (Formation de Strand Bay décrite par Ricketts, 1986) recouvre les sédiments deltaïques plus grossiers de la Formation de Vesle Fiord (fig. 15-3). Miall (1986) et Ricketts (1986) ont souligné des corrélations régionales entre les formations de Mount Lawson et Strand Bay et les couches semblables trouvées ailleurs dans l'archipel arctique, mais ces corrélations n'attestent probablement pas d'une transgression marine étendue à cette époque, puisque les couches semblent varier légèrement en âge dans les différentes régions. Par exemple, Ricketts (1986) a avancé que les équivalents des strates de Mount Lawson et Strand Bay, qui reposent en discordance dans la cuvette d'Éclipse et (selon Ricketts) dans le bassin de Strand Fiord, indiquent une chute régionale suivie d'une hausse du niveau marin. Cependant, la discordance dans la cuvette d'Éclipse a reçu

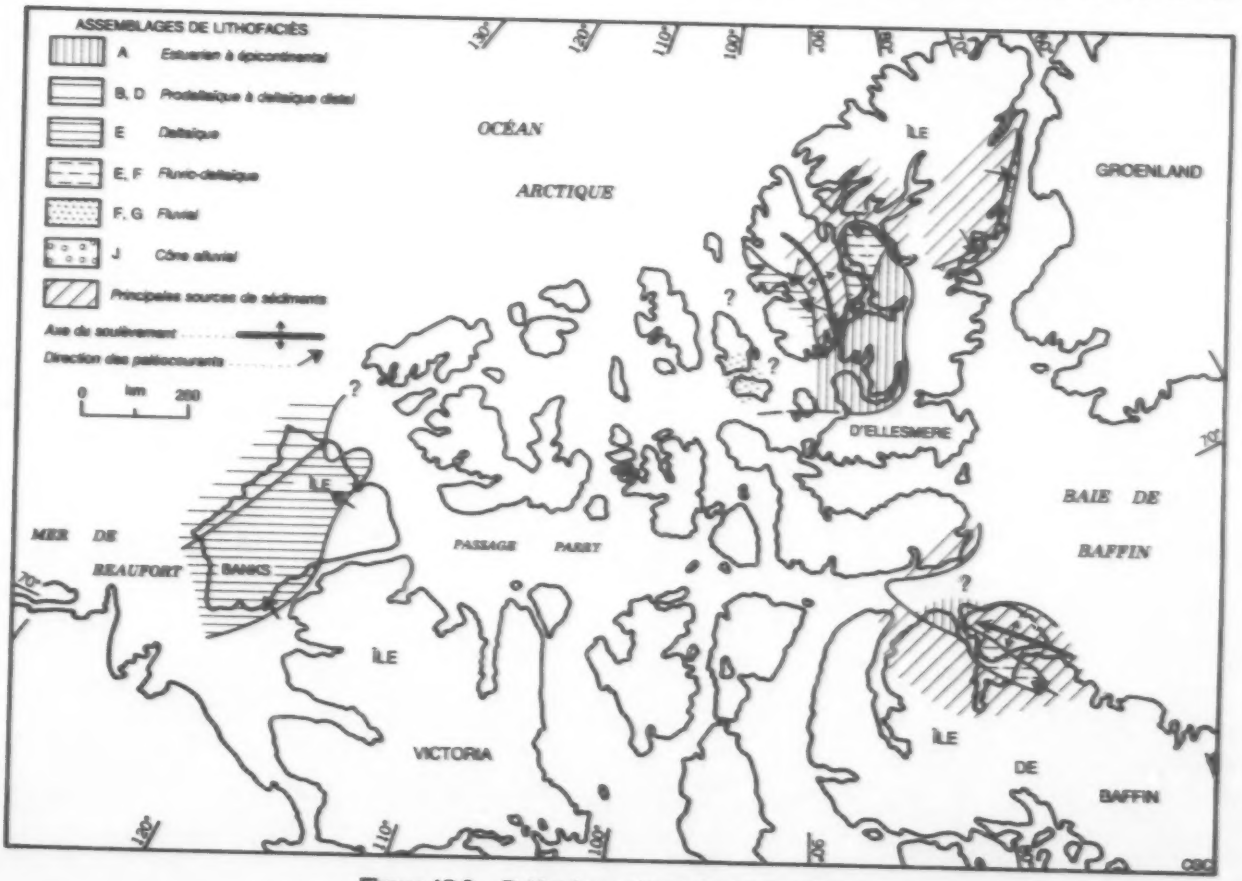


Figure 15-8. Paléogéographie du Paléocène tardif.

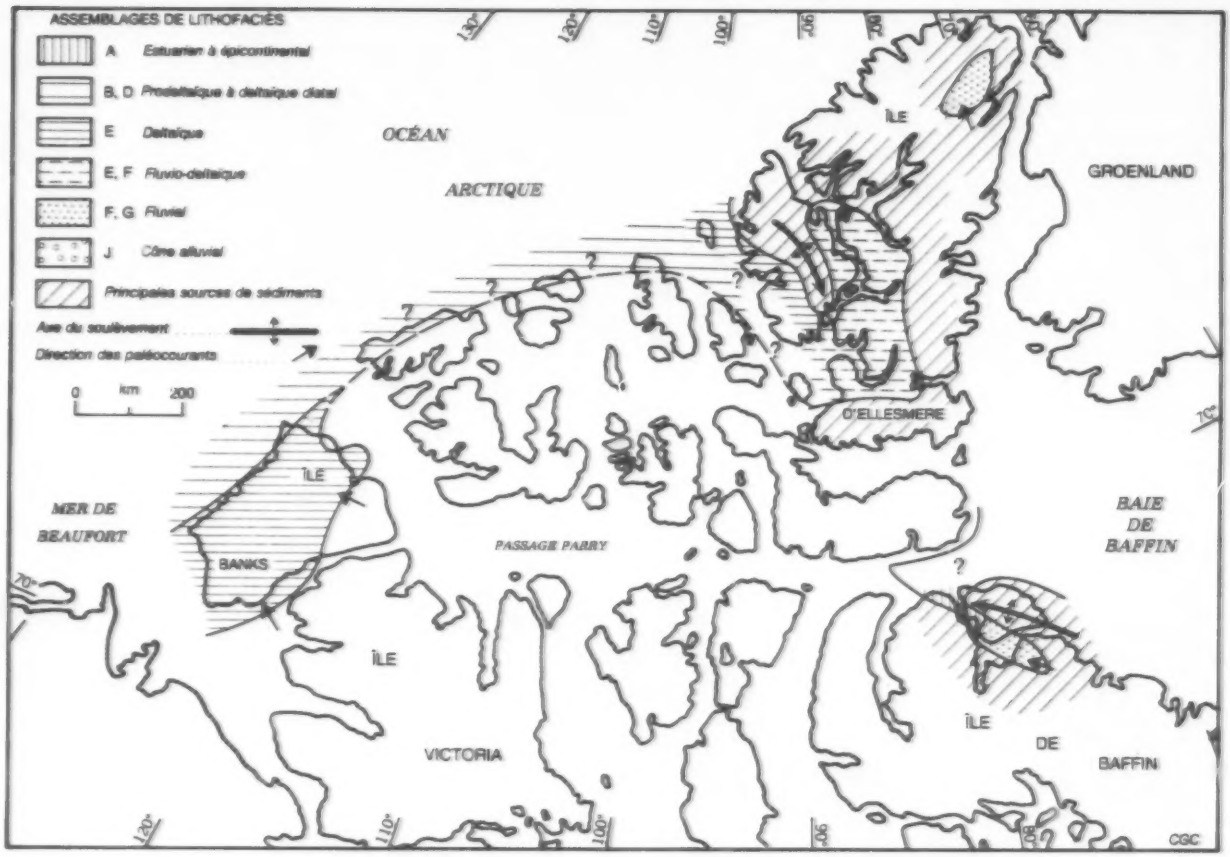


Figure 15-9. Paléogéographie de l'Éocène précoce.

le nom de discordance de Bylot (McWhae, 1981) et date du milieu du Paléocène, et les couches sus-jacentes datent du milieu du Paléocène à l'Éocène et sont donc plus récentes que la Formation de Strand Bay (Paléocène inférieur à moyen) dans sa région type.

Paléocène tardif

La sédimentation a recommencé dans la cuvette d'Éclipse (sus-jacente à la discordance de Bylot). Les premiers sédiments sont des sables quartzeux de barrière de l'assemblage du lithofaciès C (membre inférieur de grès décrit par Miall et al., 1980, et la seule manifestation bien documentée de cet assemblage dans le Groupe d'Eureka Sound). Cette unité forme un biseau d'aggradation qu'une disconformité sépare de la formation sous-jacente de Kanguk; elle est suivie par des boues accumulées dans un milieu marin à circulation libre ou de prodelta de la Formation de Mount Lawson. Dans le bassin de Banks, la progradation deltaïque a probablement continué sans interruption.

Ailleurs dans l'Arctique, la dernière partie du Paléocène a été caractérisée par la pénéplanation et par la régression ou la transgression (fig. 15-8). Cela est particulièrement apparent dans le bassin de Remus qui a été occupé, sauf dans le coin nord-ouest, par une baie marine. À cet endroit, il y a eu accumulation de sables fins et de silts de la Formation de Mount Moore. Au fjord Stenkul, dans le sud de l'île d'Ellesmere, cette unité repose directement sur des roches paléozoïques et témoigne d'un élargissement de la transgression dans l'extrémité sud du bassin de Remus (Riediger et Bustin, 1987). La progradation fluvio-deltaïque vers l'ouest de la Formation de Margaret a commencé à cet endroit au Paléocène moyen-tardif, soit beaucoup plus tôt que dans la région du fjord Strathcona du bassin de Remus (Riediger et Bustin, 1987). L'arche de Cornwall a été recouverte de sédiments fluviatiles (les «grès paléocènes à éocènes innommés» de Balkwill, 1983), indiquant qu'il y a eu pénéplanation dans cette région.

L'adoucissement régional du relief et le renouvellement de la transgression ont pu se produire en réponse aux contraintes de l'orogenèse eurékienne (Miall, 1984b, 1985). Les reconstitutions de la tectonique de plaques effectuées par Srivastava (1985) et Srivastava et Tapscott (1986) portent à croire que le bassin de Sverdrup a subi une compression est-ouest pendant la phase 1 de l'orogenèse eurékienne. Cette compression a d'abord pris la forme d'un plissement très ouvert en arches et en bassins, tel que décrit ci-dessus. L'arche de Princess Margaret est un exemple du «renversement» d'une importante zone de

sédimentation maximale d'âge mésozoïque en une culmination structurale. L'arche de Cornwall a un noyau formé de roches du socle et pourrait être limitée par de grandes failles inverses (Balkwill, 1983, p. 75). Cependant, au Paléocène tardif, le foyer principal de la déformation unitaire eurékienne s'est vraisemblablement déplacé jusque dans l'est de l'île d'Ellesmere. Plusieurs lambeaux de conglomérat s'y trouvent et constituent la Formation de Cape Lawrence, qui atteint par endroits 1 km d'épaisseur et contient des végétaux paléocènes (Mayr et deVries, 1982). Ces roches bordent des failles de chevauchement importantes (celles de Parrish Glacier, de Rawlings Bay et de Cape Back) tout en étant recoupées par ces dernières. Les conglomérats sont interprétés comme étant des dépôts de cône alluvial dérivés de soulèvements associés aux chevauchements. Le mouvement des failles peut avoir été contemporain de la sédimentation et lui est certainement postérieur en partie, puisque les conglomérats occupent souvent le mur des chevauchements. La localisation de la déformation unitaire le long de ces structures a pu être accompagnée par l'arrêt de la compression à l'ouest, ce qui aurait permis à la subsidence et à la transgression d'avoir lieu dans le bassin de Remus, l'arche de Cornwall et ailleurs.

Toute fin du Paléocène à Éocène moyen

Le bassin de Remus est devenu le site d'une nouvelle progradation deltaïque (fig. 15-9). La localisation de la région source des sédiments et la direction de la progradation sont largement inconnues, car ces roches n'ont pas fourni de données fiables sur les paléocourants. Au fjord Strathcona, la Formation de Mount Moore passe vers le sommet à la Formation de Margaret qui recèle des vertébrés, et au sud, dans la région de l'inlet Makinson, la Formation de Margaret repose directement sur le socle paléozoïque. Au fjord Stenkul, les strates deltaïques marines de nature transgressive du Membre 3 de Riediger et Bustin (1987) sont interstratifiées au sein des dépôts fluvio-deltaïques de nature non marine des membres 2 et 4, signe que cette région a connu des fluctuations transgressives et régressives, possiblement d'origine tectonique. Dans le nord-ouest du bassin de Remus, au fjord Mokka et au détroit Flat, des sédiments fluvio-deltaïques de l'Éocène, regroupés ici dans la Formation de Mokka Fiord, reposent en discordance sur des strates du Crétacé et du Jurassique supérieur (Balkwill et al., 1975). Le bassin de Remus s'est donc beaucoup agrandi au cours de cette phase.

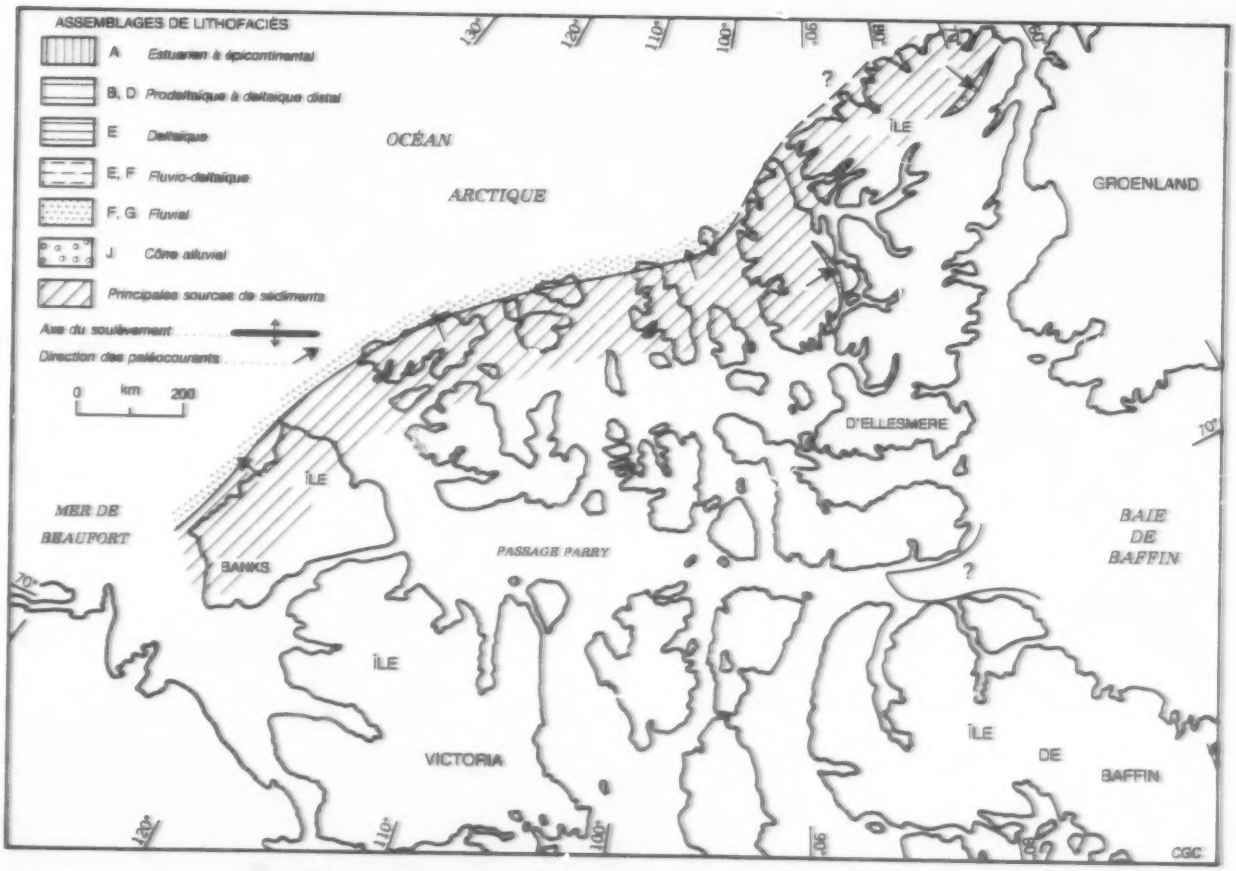


Figure 15-10. Paléogéographie de l'Éocène moyen à (?)l'Oligocène précoce.

La progradation deltaïque a continué vers l'ouest jusque dans le bassin de Strand Fiord et a formé un biseau d'aggradation sur la bordure du bassin de Sverdrup près de l'île Meighen. Au nord et à l'ouest, il y a probablement eu une transition à des faciès marins, et des roches marines semblables reposent vraisemblablement partout sous la marge continentale jusqu'à l'île Banks (G. Norris, communication personnelle, 1987). Le bassin de Sverdrup West peut avoir été soulevé et inactif à cette époque.

Dans la cuvette d'Éclipse, une vaste plaine fluviale s'est établie dans toute la partie sud-est du bassin. Le faciès deltaïque est coiffé de cycles à granoclassement normal de l'assemblage F, puis de grès en bancs épais en grande partie massifs ou à couches horizontales de l'assemblage H, indiquant qu'il y a eu à cet endroit développement d'un réseau de rivières éphémères sujettes à des crues soudaines.

Les sédiments les plus anciens affleurant dans le bassin de Lake Hazen datent de l'Éocène. Ils consistent en des lentilles interstratifiées des assemblages F et G, et sont dérivés de rivières qui s'écoulaient vers le nord à travers un terrain source constitué de roches soulevées de la partie inférieure du Paléozoïque de la zone de plissement de Hazen.

De nombreuses buttes-témoins limitées par des failles et composées de grès et siltstone houillers non marins datant du Paléocène, de l'Éocène ou des deux, reposent sur des roches paléozoïques de la Plate-forme de l'Arctique, notamment dans les îles Somerset et Devon (Dineley et Rust, 1968; Hopkins, 1971). L'âge de certaines de ces buttes-témoins est inconnu, mais elles datent probablement surtout de l'Éocène. L'expansion du bassin de Remus semble indiquer qu'il y a eu une accentuation régionale du relief, peut-être sur une grande étendue dans l'est de l'Arctique, en réponse aux nouvelles configurations des contraintes de la phase 2 de l'orogenèse eurékienne (Srivastava, 1985; Srivastava et Tapscott, 1986). À cette époque, l'île d'Ellesmere peut avoir subi un cisaillement sénestre sur une vaste étendue correspondant à la zone de plissement eurékienne actuelle (Miall, 1983, 1984b, 1985), bien qu'il n'existe aucun indice stratigraphique de failles de décrochement contemporaines, à savoir des changements de faciès caractéristiques ou des modèles de dispersion (voir Crowell et Lind, 1982; Steel et Gloppen, 1980).

Éocène moyen à Oligocène précoce(?)

Dans l'est de l'île Axel Heiberg et au lac Hazen, le Groupe d'Eureka Sound est recouvert en concordance et

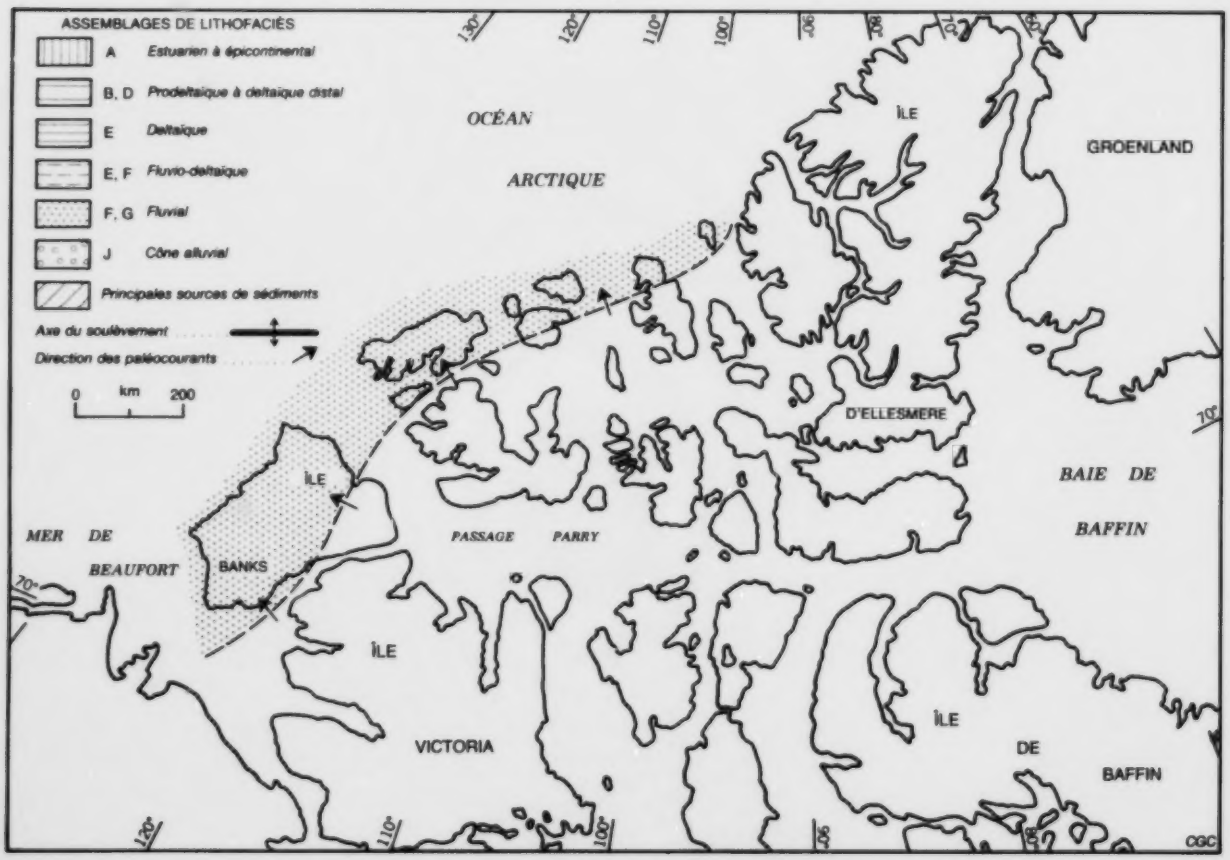


Figure 15-11. Paléogéographie du Pliocène précoce.

progressivement par un conglomérat de la Formation de Boulder Hills. Cette formation a pris naissance dans un milieu de cônes alluviaux et est interprétée comme étant un dépôt syntectonique qui reflète le soulèvement de deux axes majeurs, soit l'arche de Princess Margaret et le soulèvement de Grantland (fig. 15-10). Un soulèvement a été localisé le long de la faille de Stolz et de la zone de failles de Hazen Lake, respectivement. Le mouvement le long de ces failles a probablement été partiellement contemporain de la sédimentation.

Ces prismes de conglomérat, qui datent de l'Éocène moyen jusqu'à possiblement l'Oligocène précoce (W.S. Hopkins Jr., in: Miall, 1979b; Sepulveda et Norris, 1982; Ricketts et McIntyre, 1986), sont les roches conservées les plus récentes du Groupe d'Eureka Sound. Après leur mise en place, tout l'archipel arctique a dû subir un soulèvement, suite à la phase culminante 2 de l'orogenèse eurékienne.

Le foyer principal de la sédimentation s'est déplacé au large des côtes, où des sédiments fluviatiles épais ont continué de prograder vers l'océan Arctique (fig. 15-10). Aucune donnée sismique ou donnée de puits n'est disponible pour aider à dresser la carte de ce prisme situé entre l'île Meighen (puits Crocker I-53) et le sud-ouest de l'île Banks (données sismiques), mais les sédiments passent probablement à un faciès marin au nord. Des données palynostratigraphiques provenant de l'île Meighen semblent indiquer que «l'unité oligocène innommée» s'échelonne de l'Oligocène précoce à moyen (Norris, communication personnelle, 1987). Un prisme stratigraphique semblable doit exister dans l'est du détroit de Lancaster (McWhae, 1981; Rice et Shade, 1982), mais, jusqu'à ce jour, l'on ne dispose d'aucune donnée stratigraphique ou de faciès pour cette région.

Des données palynostratigraphiques provenant de l'île Meighen indiquent la présence d'une disconformité correspondant à l'Oligocène tardif et au Miocène précoce. Cette disconformité se prolonge probablement sur toute la bordure continentale de l'Arctique, puisqu'une importante discordance occupe la même position stratigraphique dans le sud de la mer de Beaufort (Willumsen et Côté, 1982). À cet endroit, la structure est attribuée à un épisode de soulèvement et de basculement, et à la formation de failles. La même lacune se remarque également dans la baie de Baffin, où elle a reçu le nom de discordance de Beaufort (McWhae, 1981).

Le «delta de Beaufort» a progradé sur cette discordance pendant l'intervalle du Miocène au Pliocène et Pléistocène dans le bassin de Beaufort et Mackenzie, et ce système de sédimentation correspond en partie à la Formation de Beaufort de l'archipel arctique. Cette dernière unité, qui date du Pliocène et possiblement du Miocène tardif, représente le développement d'une vaste plaine alluviale drainant la plaine côtière de l'Arctique vers le nord-ouest (fig. 15-11). Le soulèvement isostatique post-tectonique (chapitre 18) a fourni l'impulsion initiale pour cet épisode de sédimentation. Les sédiments ont remblayé la bordure continentale de l'Arctique pour former la plaine côtière de l'Arctique actuelle.

Paléoclimat et paléolatitude

Rouse (1977) a interprété les données palynologiques disponibles pour la période du Paléocène à l'Éocène dans l'Arctique canadien:

Paléocène précoce à moyen: un climat frais et humide est indiqué par la prépondérance de pollens triporés appartenant surtout aux Betulacées et aux Juglandacées, de pollens vésiculeux de conifères, de tétrades d'Éricacées, et de spores de *Lycopodium* et de Polypodiacées.

Paléocène moyen à tardif: un réchauffement prononcé est indiqué par l'abondance accrue des pollens tricolporés et par l'apparition de *Pistillipollenites* (genre caractéristique de la côte du golfe du Mexique).

Éocène précoce à moyen : des conditions subtropicales sont indiquées par la présence de *Pistillipollenites* (réf. *Tournefortia*, une forme tropicale de l'Amérique centrale), de *Rhoiipites latus* (réf. *Triumfetta*, un genre tropical de tiliacées) et de *Momipites coryloides*.

Le climat a été humide à compter du Maastrichtien jusqu'à l'Éocène, comme l'indique la présence abondante par endroits de filons houillers et de gros troncs et souches d'arbres fossilisés. Des anneaux de croissance prononcés dans le bois indiquent un climat aux saisons marquées, soit une conclusion nettement en contradiction avec une paléolatitude inférieure à environ 25° (J. White, in: Donn, 1982).

Des indices paléoclimatiques indépendants proviennent des abondantes faunes vertébrées et invertébrées de l'Éocène précoce à moyen décrites par Dawson et al. (1976) et West et al. (1977, 1981) de la région du fjord Strathcona, dans l'île d'Ellesmere. Ces faunes sont associées à des charbons exceptionnellement épais et abondants (Miall, 1984a) et témoignent d'un climat uniforme avec probablement quelques courtes périodes seulement de températures hivernales sous le point de congélation (°C) (West et al., 1981). Des représentants modernes de bon nombre de ces groupes de fossiles, selon West, vivent seulement dans des régions tropicales et subtropicales. Des données sur les isotopes de l'oxygène tirées d'un scaphopode provenant de cet endroit indiquent une paléotempérature moyenne de l'eau de mer de 15 °C (Donn, 1982).

La région du fjord Strathcona est située à 78° 45'N, soit bien à l'intérieur de la zone de nuits d'hiver et de jours d'été continus délimitée par le cercle polaire arctique. Plusieurs chercheurs ont tenté de concilier le climat paléogène tempéré à tropical et le climat et la latitude actuels. McKenna (1980) a évalué les déterminations des paléopôles et a conclu que la paléolatitude éocène de l'archipel arctique n'était pas très différente de la latitude actuelle. Cependant, Irving et Sweeney (1982) ont utilisé un répertoire plus complet de données paléomagnétiques (Irving et Irving, 1982) et ont démontré que l'Arctique a dérivé vers le nord d'environ 10° entre l'Éocène et l'Oligocène. La chronologie précise de ce déplacement ne peut être déterminée vu l'imprécision des données statistiques, mais s'il s'était produit relativement rapidement après le début de l'Éocène moyen (l'âge des vertébrés les plus jeunes), la région du fjord Strathcona aurait pu se situer à une latitude inférieure à 70° pendant la plus grande partie du Paléogène. L'Arctique n'avait pas de calotte glaciaire permanente à cette époque (Clark, 1971, 1974), et les climats globaux ont donc dû être plus uniformes qu'à l'époque actuelle. L'hypothèse voulant que le climat de l'île d'Ellesmere ait été tempéré à tropical ne semble donc pas si déraisonnable.

Miall (1984a) a souligné que des microclimats locaux ont pu également être fortement influencés par la topographie accidentée mais variée créée au cours de l'orogenèse eurékienne. L'abondance de charbon et de fossiles vertébrés au fjord Strathcona est inhabituelle pour le Groupe d'Eureka Sound et pourrait indiquer le développement par endroits de conditions de forêts tropicales sur les flancs face au vent du craton soulevé et de la zone de plissement du Paléozoïque immédiatement à l'est. La présence d'un membre houiller au sommet de la Formation de Margaret, au fjord Strand, à l'ouest de l'arche de Princess Margaret (Ricketts, 1984; Ricketts et Embry, 1984), pourrait s'expliquer de la même façon.

Ces arguments semblent expliquer de manière satisfaisante les données climatiques existantes, et aucune donné ne vient appuyer les hypothèses aussi extraordinaires que la variation dans l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre ou du rayonnement solaire, telles que présentées par McKenna (1980).

La flore de la formation de Beaufort du Pliocène (et peut-être Miocène tardif), dans l'île Meighen, témoigne d'un refroidissement du climat au Néogène. Les arbres fossiles présentent une taxonomie plus diversifiée que la forêt boréale contemporaire, mais leur croissance retardée rappelle la forêt actuelle située près de la limite des arbres. Les fossiles végétaux associés (par ex. *Saxifrage oppositifolia*, *Dryas integrifolia* et *Oxyria digyna*) et les insectes sont caractéristiques de la toundra contemporaire (Matthews, 1987).

RÉFÉRENCES

Balkwill, H.R.
1974: Structure and tectonics of Cornwall Arch, Amund Ringnes and Cornwall Islands, Arctic Archipelago; in Proceedings of the Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.); Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 39-62.
1978: Evolution of Sverdrup Basin, Arctic Canada; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 1004-1028.
1983: Geology of Amund Ringnes, Cornwall and Haig Thomas islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 390, 76 p.

Balkwill H.R. and Bustin, R.M.
1975: Stratigraphic and structural studies, central Ellesmere Island and eastern Axel Heiberg Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 513-517.

Balkwill, H.R., Bustin, R.M., and Hopkins, W.S., Jr.
1975: Eureka Sound Formation at Flat Sound, Axel Heiberg Island, and chronology of the Eurekan Orogeny; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 205-207.

Balkwill, H.R., Hopkins, W.S., Jr., and Wall, J.H.
1982: Geology of Lougheed Island and nearby small islands, District of Franklin (Parts of 69C, 79D); Geological Survey of Canada, Memoir 395, 22 p.

Bustin, R.M.
1977: The Eureka Sound and Beaufort formations, Axel Heiberg and west central Ellesmere islands, District of Franklin; unpublished M.Sc. thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 208 p.
1982: Beaufort Formation, eastern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 30, p. 140-149.

Christie, R.L.
1964: Geological reconnaissance of northeastern Ellesmere Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 331, 79 p.

Clark, D.L.
1971: Arctic Ocean ice cover and its late Cenozoic history; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 3313-3324.
1974: Late Mesozoic and early Cenozoic sediment cores from the Arctic Ocean; Geology, v. 2, p. 41-44.

Crowell, J.C. and Link, M.H. (ed.)
1982: Geologic history of Ridge Basin, southern California; Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, California, 304 p.

Dawson, M.R., West, R.M., Langston, W., Jr., and Hutchison, J.H.
1976: Paleogene terrestrial vertebrates: northernmost occurrence, Ellesmere Island, Canada; Science, v. 192, p. 781-782.

Dietrich, J.R., Dixon, J., and McNeil, D.H.
1985: Sequence analysis and nomenclature of Upper Cretaceous to Holocene strata in the Beaufort-Mackenzie Basin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 613-628.

Dineley, D.L. and Rust, B.R.
1968: Sedimentology and paleontological features of the Tertiary-Cretaceous rocks of Somerset Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 791-799.

Dixon, J., Hopkins, W.S., Jr., and Dixon, O.A.
1973: Upper Cretaceous marine strata on Somerset Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1337-1339.

Doerenkamp, A., Jardine, S., and Moreau, P.
1976: Cretaceous and Tertiary palynomorph assemblages from Banks Island and adjacent areas (N.W.T.); Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 372-417.

Donn, W.L.
1982: The enigma of high-latitude paleoclimate; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 40, p. 199-212.

Felix, C.J. and Burbridge, P.P.
1973: A Maastrichtian age microflora from Arctic Canada; Geosciene and Man, v. 7, p. 1-30.

Flynn, J.J., MacFadden, B.J., and McKenna, M.C.
1984: Land-mammal ages, faunal heterochrony, and temporal resolution in Cenozoic terrestrial sequences; Journal of Geology, v. 92, p. 687-705.

Frisch, T. and Thorsteinsson, R.
1978: Haughton Astrobleme: a mid-Cenozoic impact crater, Devon Island, Canadian Arctic Archipelago; Arctic, v. 31, p. 108-124.

Gould, D.R. and DeMille, G.
1964: Piercement structures in the Arctic Islands; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 12, p. 719-753.

Hea, J.P., Arcuri, J., Campbell, F.R., Fuglem, M.O., Fraser, I., O'Bertos, J.J., and Smith, D.R.
1980: Post Ellesmerian basins of Arctic Canada: their depocentres, rates of sedimentation and petroleum potential; in Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 447-488.

Hickey, L.J., West, R.M., Dawson, R.M., and Choi, D.K.
1983: Arctic terrestrial biota: paleomagnetic evidence of age disparity with mid-northern latitudes during the Late Cretaceous and Early Tertiary; Science, v. 221, p. 1153-1156.

Hills, L.V.
1969: Beaufort Formation, northwest Banks Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 69-1A, p. 204-207.

Hills, L.V. and Bustin, R.M.
1976: *Picea banksii* Hills and Ogilvie from Axel Heiberg Island, District of Franklin, in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 61-63.

Hills, L.V. and Fyles, J.G.
1973: The Beaufort Formation, Canadian Arctic Islands, abstract; in Symposium on the Geology of the Canadian Arctic; Canadian Society of Petroleum Geologists and Geological Association of Canada, Saskatoon, May 1973, Program and Abstracts, p. 11.

Hills, L.V. and Ogilvie, R.T.
1970: *Picea banksii* n. sp., Beaufort Formation (Tertiary), northwestern Banks Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Botany, v. 48, p. 457-464.

Hopkins, W.S., Jr.
1971: Cretaceous and/or Tertiary rocks, northern Somerset Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 71-1B, p. 102-104.

Irving, E. and Irving, G.A.
1982: Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana; Geophysical Surveys, v. 5, p. 141-188.

Irving, E. and Sweeney, J.F.
1982: Origin of Arctic Basin; Transactions of the Royal Society, Canada, Series IV, v. XX, p. 1409-416.

Jackson, G.D. and Davidson, A.
1975: Bylot Island map area, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 74-29, 12 p.

Jackson, G.D., Davidson, A., and Morgan, W.C.
1975: Geology of the Pond Inlet map-area, Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 74-25, 33 p.
Kent, D.V., McKenna, M.C., Opdyke, N.D., Flynn, J.J., and MacFadden, B.J.
1984: Arctic biostratigraphic heterochroneity; Science, v. 224, p. 173-174.
Kerr, J.W.
1974: Geology of Bathurst Island Group and Byam Martin Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Memoir 378, 152 p.
Matthews, J.V., Jr.
1987: Plant macrofossils from the Neogene Beaufort Formation on Banks and Meighen islands, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 73-87.
Mayr, U. and de Vries, C.D.S.
1982: Reconnaissance of Tertiary structures along Nares Strait, Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 167-175.
McIntyre, D.J.
1984: Paleocene palynological assemblages from the Eureka Sound Formation, Somerset Island, N.W.T., Canada; American Association of Stratigraphic Palynologists, 17th Annual Meeting, abstract.
McKenna, M.C.
1980: Eocene paleolatitudes, climate and mammals of Ellesmere Island; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 30, p. 349-362.
McWhae, J.R.H.
1981: Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay; in Geology of the North Atlantic Borderlands, J.W. Kerr and A.J. Fergusson (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 299-332.
Meneley, R.A., Henao, D., and Merritt, R.K.
1975: The northwest margin of the Sverdrup Basin; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 531-544.
Miall, A.D.
1975: Post-Paleozoic geology of Banks, Prince Patrick and Eglinton Islands, Arctic Canada; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 557-588.
1977: A review of the braided river depositional environments; Earth Science Reviews, v. 13, p. 1-62.
1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary; in Fluvial Sedimentology, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5, p. 597-604.
1979a: Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: the history of an unstable craton margin; Geological Survey of Canada, Memoir 387, 235 p.
1979b: Tertiary fluvial sediments in the Lake Hazen intermontane basin, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 79-9, 25 p.
1981: Late Cretaceous and Paleogene sedimentation and tectonics in the Canadian Arctic Islands; in Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins, A.D. Miall (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 23, p. 221-272.
1982: Tertiary sedimentation and tectonics in the Judge Daly Basin, northeast Ellesmere Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 80-30, 17 p.
1983: The Nares Strait problem: a re-evaluation of the geological evidence in terms of a diffuse, oblique-slip plate boundary between Greenland and the Canadian Arctic Islands; Tectonophysics, v. 100, p. 227-239.
1984a: Variations in fluvial style in the Lower Cenozoic synorogenic sediments of the Canadian Arctic Islands; Sedimentary Geology, v. 38, p. 499-523.
1984b: Sedimentation and tectonics of a diffuse plate boundary: the Canadian Arctic Islands from 80 Ma B.P. to the present; Tectonophysics, v. 107, p. 261-277.
1985: Stratigraphic and structural predictions from a plate-tectonic model of an oblique-slip orogen: The Eureka Sound Formation (Campanian-Oligocene), northeast Canadian Arctic Islands; in Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, K.T. Biddle and N. Christie-Blick (ed.); Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37, p. 361-374.
1986: The Eureka Sound Group (Upper Cretaceous – Oligocene), Canadian Arctic Islands; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, p. 240-270.
1988: The Eureka Sound Group: alternative interpretations of the stratigraphy and paleogeographic evolution; in Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 88-1D, p. 143-147.
Miall, A.D., Balkwill, H.R., and Hopkins, W.S., Jr.
1980: The Cretaceous-Tertiary sediments of Eclipse Trough, Bylot Island area, Arctic Canada, and their regional setting; Geological Survey of Canada, Paper 79-23, 20 p.
Norris, G.
1986: Systematic and stratigraphic palynology of Eocene to Pliocene strata in Imperial Nuktak C-22 well, Mackenzie Delta region, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Bulletin 340, 89 p.
Norris, G. and Miall, A.D.
1984: Arctic terrestrial biota: paleomagnetic evidence of age disparity with mid-northern latitudes during the Late Cretaceous and Early Tertiary: discussion; Science, v. 224, p. 174-175.
Omar, G., Johnson, K.R., Hickey, L.J., Robertson, P.B., Dawson, M.R., and Barnosky, C.W.
1987: Fission-track dating of Haughton Astrobleme and included biota, Devon Island, Canada; Science, v. 237, p. 1603-1605.
Rahmani, R.A. and Hopkins, W.S., Jr.
1977: Geological and palynological interpretation of Eureka Sound Formation on Sabine Peninsula, northern Melville Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 77-1B, p. 185-189.
Rice, P.D. and Shade, B.D.
1982: Reflection seismic interpretation and seafloor spreading history of Baffin Bay; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 245-265.
Ricketts, B.D.
1984: Strand Fiord and Middle Fiord map sheets. Parts of NTS 59G/1, 8; 59H/3, 4, 5, 6. Scale 1:50 000; Geological Survey of Canada, Open File 1147.
1986: New formations in the Eureka Sound Group, Canadian Arctic Islands; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 363-374.
1987: Princess Margaret Arch: re-evaluation of an element of the Eurekan Orogeny, Axel Heiberg Island, Arctic Archipelago; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2499-2505.
1988: The Eureka Sound Group: alternative interpretations of the stratigraphy and paleogeographic evolution — Reply; in Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 88-1D, p. 149-152.
Ricketts, B.D. and Embry, A.F.
1984: Summary of geology and resource potential of coal deposits in the Canadian Arctic Archipelago; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 359-371.
Ricketts, B.D. and McIntyre, D.J.
1986: The Eureka Sound Group of eastern Axel Heiberg Island: new data on the Eurekan Orogeny; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 405-410.
Riediger, C.L. and Bustin, R.M.
1987: The Eureka Sound Formation, southern Ellesmere Island; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 35, p. 123-142.
Riediger, C.L., Bustin, R.M., and Rouse, G.E.
1984: New evidence for the chronology of the Eurekan Orogeny from south-central Ellesmere Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1286-1295.
Rouse, G.E.
1977: Paleogene palynomorph ranges in western and northern Canada; in Cenozoic Palynology, American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series No. 5A, Contributions of Stratigraphic Palynology, v. 1, p. 48-65.
Sepulveda, E.G. and Norris, G.
1982: A comparison of Paleogene fungal spores from northern Canada and Patagonia, Argentina; Ameghiniana, v. 19, p. 319-334.
Srivastava, S.P.
1985: Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait; Tectonophysics, v. 114, p. 29-53.
Srivastava, S.P. and Tapscott, C.R.
1986: Plate kinematics in the North Atlantic; in Geology of the Western Atlantic; Geological Society of America, v. M, p. 379-404.
Steel, R.J. and Gloppen, T.G.
1980: Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling; in Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones, P.F. Ballance and H.G. Reading, (ed.); International Association of Sedimentologists, Special Publication 4, p. 79-104.

Stott, D.F.
1969: Ellef Ringnes Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 68-16, 38 p.
Tauxe, L. and Clark, D.R.
1987: New paleomagnetic results from the Eureka Sound Group: implications for the age of early Tertiary biota; Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 739-747.
Thorsteinsson, R. and Mayr, U.
1987: The sedimentary rocks of Devon Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 411, 182 p.
Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1957: Geological investigations in Ellesmere and Axel Heiberg Islands, 1956; Arctic, v. 10, p. 2-31.
Tozer, E.T.
1956: Geological reconnaissance, Prince Patrick, Eglinton and western Melville Islands, Arctic Archipelago, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 55-5, 32 p.
1963: Mesozoic and Tertiary stratigraphy; in Geology of the North-Central Part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin), Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 74-95.
Tozer, E.T. and Thorsteinsson, R.
1964: Western Queen Elizabeth Islands; Geological Survey of Canada, Memoir 332, 242 p.
Trettin, H.P. and Frisch, T.
1987: Bedrock geology, Yelverton Inlet map area, northern Ellesmere Island; Geological Survey of Canada, Open File 1651, 98 p.
Troelsen, J.C.
1950: Contributions to the geology of north-west Greenland, Ellesmere Island and Axel Heiberg Island; Meddelelser om Grønland, v. 149, no. 7, 85 p.
Vinson, T.E.
1981: A paleomagnetic study of the Upper Cretaceous to Early Eocene Eureka Sound Formation, Strathcona Fiord, Ellesmere Island, Canada; unpublished M.Sc. thesis, University of Wisconsin-Milwaukee, Wisconsin, 125p.
West, R.M., Dawson, M.R., Hickey, L.J., and Miall, A.D.
1981: Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks, eastern Canadian Arctic and related North Atlantic areas; in Geology of the North Atlantic Borderlands, J.W. Kerr and A.J. Fergusson (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 279-298.
West, R.M., Dawson, M.R., and Hutchison, J.H.
1977: Fossils from the Paleogene Eureka Sound Formation, N.W.T., Canada: occurrence, climate and paleogeographic implications; in Paleontology and Plate Tectonics, R.M. West (ed.); Milwaukee Public Museum, Special Publications in Biology and Geology, no. 2, p. 77-93.
Willumsen, P.S. and Côté, R.P.
1982: Tertiary sedimentation in the southern Beaufort Sea, Canada; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 43-53.
Wilson, D.G.
1976: Eureka Sound and Beaufort formations, Yelverton Bay, Ellesmere Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 453-456.

Adresse de l'auteur

A. D. Miall
Department of Geology
University of Toronto
Toronto, Ontario
M5S 1A1

Imprimé au Canada

Chapitre 16

DÉFORMATION DU GROENLAND SEPTENTRIONAL DU CRÉTACÉ TARDIF AU TERTIAIRE PRÉCOCE

Introduction

Réseau de dykes du Crétacé supérieur

Zone de failles de Harder Fjord

Groupe de Kap Washington

Zone de chevauchement de Kap Cannon

Structures de la mer de Wandel

Références

Chapitre 16

DÉFORMATION DU GROENLAND SEPTENTRIONAL DU CRÉTACÉ TARDIF AU TERTIAIRE PRÉCOCE

N.J. Soper et A.K. Higgins

INTRODUCTION

Au cours du Tertiaire, le Groenland septentrional a subi des déformations intraplaques en réponse à des déplacements méconnus et assez complexes associés à l'ouverture de la mer du Labrador et de la baie de Baffin, des bassins de l'océan Arctique et de l'Atlantique Nord. Puisque les séquences de couverture post-ellesmériennes ne sont pas largement conservées dans la région, il est souvent difficile de différencier ces structures «eurékiennes» des déformations antérieures, ou d'établir précisément leur âge. Toutefois, trois ensembles de structures et deux événements magmatiques géotectoniquement importants du Crétacé-Paléogène y ont été reconnus (fig. 16-1, tableau 16-1). Puisque ceux-ci ont fait l'objet d'interprétations géotectoniques spéculatives et souvent contradictoires, il a été décidé de se concentrer, dans cet ouvrage, sur les faits publiés, tirés de Soper et al. (1982) et des sources qui y sont citées, et sur de nouvelles données obtenues lors des travaux de terrain de 1984. Les auteurs font brièvement allusion aux conséquences géotectoniques, en référant le lecteur au volume du symposium sur le détroit de Nares (Dawes et Kerr, 1982) pour une analyse plus approfondie.

RÉSEAU DE DYKES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Un réseau dense de dykes de dolérite à orientation presque nord-sud (perpendiculaire à la côte) s'étend le long de la côte nord du Groenland, entre environ 38° W et 48° W (Nansen Land, extrême ouest de la Johannes V. Jensen Land et îles intermédiaires). Des exemples dispersés sont également présents dans toute la Johannes V. Jensen Land. Le complexe est le plus dense au niveau de la mer, où les dykes représentent presque 50 % des roches à certains endroits, et les dykes individuels peuvent avoir jusqu'à 25 m d'épaisseur et parfois beaucoup plus. Leur densité diminue en montant et vers le sud, le complexe étant confiné à la région au nord de la zone de failles de Harder Fiord (voir ci-dessous). Les dykes recoupent des métasédiments de la base du Paléozoïque inférieur qui ont été déformés au cours de l'orogenèse ellesmérienne; ils recoupent également des strates post-ellesmériennes du Permien et du Crétacé, mais non les roches volcaniques du Groupe de Kap Washington du sommet du Crétacé (voir ci-dessous). Ils datent donc du Crétacé tardif. Outre leur composition alcaline, et une teneur exceptionnellement élevée en TiO_2 (habituellement >4 %), ils présentent les éléments immobiles caractéristiques trouvés au sein des plaques. Des xénolites de gneiss cristallin trouvés dans un des dykes (J.D.Friderichsen, communication personnelle, 1985) établissent que ces dykes ont percé la croûte continentale (et fournissent incidemment une preuve de la nature ensialique de la partie exposée du bassin d'eau profonde au Groenland septentrional; voir le chapitre 11).

Le complexe de dykes témoigne d'une extension est-ouest de la lithosphère continentale. Dans certaines reconstitutions de la géologie avant la dérive (par ex., Soper et al., 1982, fig. 7), le complexe suit la position initiale de l'axe d'expansion de Nansen. Dans le bassin eurasiatique, l'anomalie la plus externe du flanc de la dorsale est l'anomalie 24 (52 Ma), mais l'expansion a pu commencer à l'époque de l'anomalie 27 (61 Ma, Paléocène) (Vogt et al., 1979). Dans d'autres reconstitutions (par ex., Srivastava, 1985), le complexe de dykes s'aligne mieux avec le bassin de Makaraov dont l'âge est controversé mais qui a pu se former à l'époque de l'expansion du Crétacé tardif (Taylor et al., 1981; Kovacs, 1982). Le complexe représenterait alors un prolongement direct sur terre d'un axe d'expansion océanique. Les autres possibilités sont analysées plus en détail par Brown et al. (1987).

Au sud de la zone de failles de Harder Fiord, le complexe nord-sud est remplacé par une série moins dense de dykes de dolérite à orientation ouest-nord-ouest, et plus loin au sud, dans la Peary Land, un complexe à orientation nord-ouest s'étend, parallèle aux structures de la mer de Wandel décrites ci-dessous.

ZONE DE FAILLES DE HARDER FJORD (ZFHF)

Cette importante zone de failles à orientation est-ouest peut être retracée sur une distance de 250 km à partir de la côte de la mer de Wandel vers l'ouest jusqu'à la Nansen Land (fig. 16-1). Sa partie est prend la forme d'un graben étroit (partiellement occupé par le fjord Frederick E. Hyde) dans lequel sont conservés des représentants des séquences de couverture post-ellesmériennes. Ces derniers comprennent des sédiments non marins du Permien supérieur (Wagner et al., 1982), des sédiments marins du Crétacé supérieur (Håkansson et al., 1981; Birkelund et Håkansson, 1983), et des sédiments non marins du Tertiaire inférieur (Croxton et al., 1980). La section centrale de la ZFHF dans le sud de la Johannes V. Jensen Land contient des dykes de dolérite épais dont certains ont été bréchifiés, ainsi que des roches vertes, dont un exemple présente des structures

Soper, N.J. et Higgins, A.K.
1991: Déformation du Groenland septentrional du Crétacé tardif au Tertiaire précoce; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 16, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Tableau 16-1 Événements du Crétacé-Tertiaire et leur importance

ÉVÉNEMENT	ÂGE	DÉPLACEMENT, MILIEU TECTONIQUE	SIGNIFICATION GÉOTECTONIQUE
Zone de failles de Harder Fjord (E-W)	Milieu? du Tertiaire à Holocène (dykes bréchifiés; solfatares et tremblements de terre de l'Holocène)	Soulèvement de 1 à 2 km au nord	Épirogenèse
Failles de la mer de Wandel (NW-SE)	Postérieur au Paléocène	Distension NE-SW	Distension oblique
Plis de la mer de Wandel (dômes d'orientation E-W)	Crétacé tardif à Paléocène	Décrochement dextre NW-SE	Transpression dextre dans le secteur Groenland-Barents jusqu'à l'époque de l'anomalie 13
Zone de chevauchement de Kap Cannon	Paléocène à Éocène (postérieur au GKW, antérieur à 32-35 Ma)	Compression N-S, chevauchement vers le nord de >15 km	Ajustement intraplaque en réponse à la rotation anti-horaire du Groenland
Roches volcaniques du Groupe de Kap Washington	Fin du Crétacé (pollen; âge Rb-Sr)	Distension, magmatisme alcalin dans un rift continental	L'expansion a commencé le long de l'axe de Nansen à l'époque des anomalies 24-27 (Paléocène, 52-62 Ma)
Zone de failles de Harder Fjord (E-W)	Crétacé tardif (dykes le long des failles; bassins de transtension du Crétacé?)	Décrochement dextre d'environ 20 km, en réponse à une distension E-W au nord	Rifting distensif antérieur à l'expansion dans le bassin eurasien
Réseau de dykes N-S	Crétacé tardif (recoupe les sédiments du Crétacé mais pas le GKW)	Distension E-W dans un rift continental	

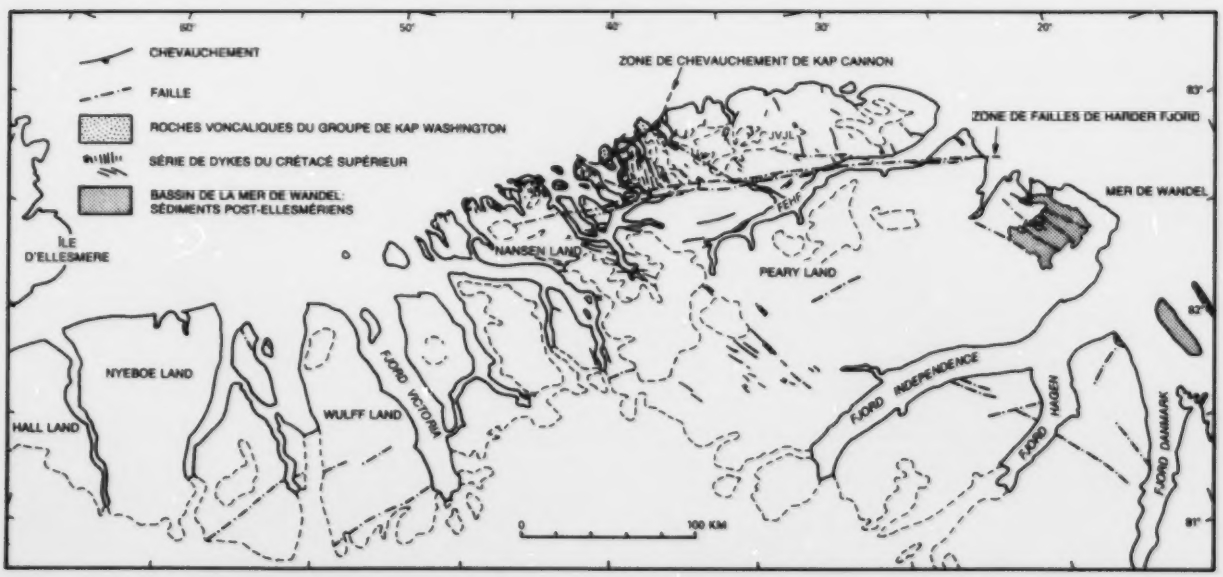


Figure 16-1. Caractéristiques magmatiques et tectoniques du Crétacé-Tertiaire au Groenland septentrional. JVL: Johannes V. Jensen Land. FEH: fjord Frederick E. Hyde.

en coussins, caractéristique qui confirme sa nature extrusive. De plus, un certain nombre de necks volcaniques contenant des xénolites du socle gneissique sont associés spatialement à la zone de failles. Cette dernière n'est bien exposée que dans les îles à l'ouest du fjord Harder. Dans le sud de la Hazen Land, le bras septentrional de cette zone de failles est une faille de distension fortement inclinée vers le sud, dont le rejet vertical atteint 1,5 à 2 km. Dans la Nansen Land, le déplacement des familles de plis ellesmériens et des limites stratigraphiques témoigne d'un rejet horizontal dextre d'environ 20 km. À certains endroits de la zone de failles, où sa nature anastomosée se distingue clairement, celle-ci laisse voir un réseau de fractures de cisaillement dextres de Riedel (fig.16-1). La zone de failles devient indistincte dans l'ouest de la Nansen Land.

Une interprétation conservatrice du déplacement exige deux phases: au Crétacé, un mouvement de transtension dextre de quelques dizaines de kilomètres associé à la mise en place de dykes et au volcanisme et, après le Tertiaire précoce, un mouvement inverse vers le nord de 1,2 km. Les auteurs émettent l'hypothèse que le déplacement au Crétacé a permis la distension de la croûte au nord de la faille pendant la mise en place du réseau de dykes à orientation nord-sud. La faille représenterait donc un type de faille transformante continentale associée à l'étirement de la croûte plutôt qu'au déplacement d'une plaque rigide. Les mouvements survenus au cours du Tertiaire sont de nature épirogénique et se rapportent présumément à une période de relaxation des contraintes subséquente à l'épisode de chevauchement du Kap Cannon. La présence de fumerolles sulfureuses et l'activité sismique récente le long de la faille indiquent que le mouvement se poursuit.

De nombreuses hypothèses ont été formulées concernant l'histoire plus ancienne de la ZFHF. Surlyk et Hurst (1984) ont proposé que les mouvements précurseurs à cette zone de failles ont contrôlé la sédimentation du Cambrien précoce à la marge méridionale du bassin d'eau profonde. La position de cette faille hypothétique à la marge du bassin est incertaine, puisque les changements de faciès dont il est question (Groupe de Paradisfjeld-Formation de Portfjeld et Groupe de Polkorridoren-Formation de Buen) se trouvent bien au sud du tracé en surface de la zone de failles, et que la zone de transition séparant la cuvette de la plate-forme a subi une troncature nord-sud considérable au cours de l'orogenèse ellesmérienne. En outre, l'autre faille tertiaire interprétée comme étant une structure paléozoïque réactivée de la marge du bassin (il s'agit de la zone de failles de Nyeboe Land de Dawes, 1982) n'existe pas (Soper et Higgins, 1985). Cependant, à l'appui de cette notion, la linéarité et la continuité de la ZFHF, et notamment le contrôle qu'elle a exercé sur le magmatisme, semblent exiger la réactivation d'une fracture crustale profonde pré-existante. Une interprétation qui tient compte de tous ces facteurs est illustrée dans une coupe transversale de la zone de plissement de North Greenland (fig. 3A, en pochette). Un décollement peu profond est présumé exister sous la ZFHF et serait associé à une déformation de couverture ellesmérienne du bassin d'eau profonde. Soper et Higgins (1987) ont montré que la marge de la plate-forme du Cambrien précoce, qui est marquée par des failles normales d'une tectonique de distension en bordure du bassin, occupe probablement une position autochtone sous la lèvre inférieure du décollement. La réactivation du mouvement de coulissage le long des failles au Crétacé-Tertiaire peut provoquer la formation de la ZFHF dans les roches du toit, bien au nord de la position occupée, après la déformation, par la zone de transition séparant le bassin de la plate-forme continentale du Cambrien inférieur.

Surlyk et Hurst (1984) ont également associé le chevauchement vers l'ouest dans l'Amundsen Land (chapitre 11) à un décrochement sénestre le long de la ZFHF au cours de l'orogenèse ellesmérienne. Håkansson et Pedersen (1982) proposent un mouvement sénestre qui se serait manifesté sur des centaines de kilomètres et qui aurait déplacé une partie des structures de l'Amundsen Land jusque dans le nord de l'île d'Ellesmere, transformant de ce fait la ZFHF en une limite de terrane. Ces hypothèses peuvent être réfutées pour les raisons suivantes: il n'y a aucune preuve que la ZFHF, telle qu'elle se présente actuellement, a existé au cours de la phase de plissement ellesmérien; il n'existe aucun indice de mouvements sénestres; la continuité des unités stratigraphiques de la partie inférieure du Paléozoïque de part et d'autre de la faille (Surlyk et al., 1980; Higgins et al., 1981; Higgins et Soper, 1983) exclut la possibilité qu'il se soit produit des déplacements post-ellesmérien d'envergure; enfin, il n'y a aucune ressemblance convaincante entre la géologie de l'Amundsen Land et celle de la partie nord de l'île d'Ellesmere.

GROUPE DE KAP WASHINGTON

Un empilement épais de roches volcaniques post-paléozoïques affleure sur la côte nord du Groenland, entre le Kap Cannon et la Lockwood Ø (Dawes et Soper, 1970, 1973; Brown et Parsons, 1981; Brown et al., 1987; fig. 16-2). Plus de 3 km de roches extrusives sont exposées dans des digitations chevauchées inclinées vers le sud-est, auxquelles viennent s'ajouter des sédiments permo-carbonifères et tertiaires sous-jacents aux roches volcaniques. Une variété de roches pyroclastiques sont présentes, ainsi que des coulées basiques et felsiques et de petites quantités de roches intrusives. La série est de nature hyperalcaline et nettement bimodale, avec prédominance de basaltes, de trachytes à riébeckite et de comendites.

Les roches volcaniques recouvrent, vraisemblablement en concordance, des shales et des grès qui recèlent des fragments de feuilles du Crétacé précoce et tardif. Des shales interstratifiés au sein des roches volcaniques contiennent des spores et des pollens du Crétacé tardif (Campanien-Maastrichtien) (Batten et al., 1981; Batten, 1982). L'épisode volcanique date donc de la toute fin du Crétacé et pourrait dépasser la limite du Crétacé-Tertiaire, conclusion qui concorde étroitement avec un âge (roche totale) de 64 ± 3 Ma établi par la méthode du Rb-Sr (Larsen, 1982). Le volcanisme, qui a suivi immédiatement la mise en place du complexe de dykes à orientation nord-sud décrit ci-dessus, a dû se produire dans un milieu géotectonique semblable, c'est-à-dire durant un stade de distension de la croûte continentale. Dans le Groenland septentrional, ce régime de distension a pris fin vers la limite du Crétacé-Tertiaire, et a été suivi par une période en régime compressif (de chevauchement), tel que décrit ci-dessous.

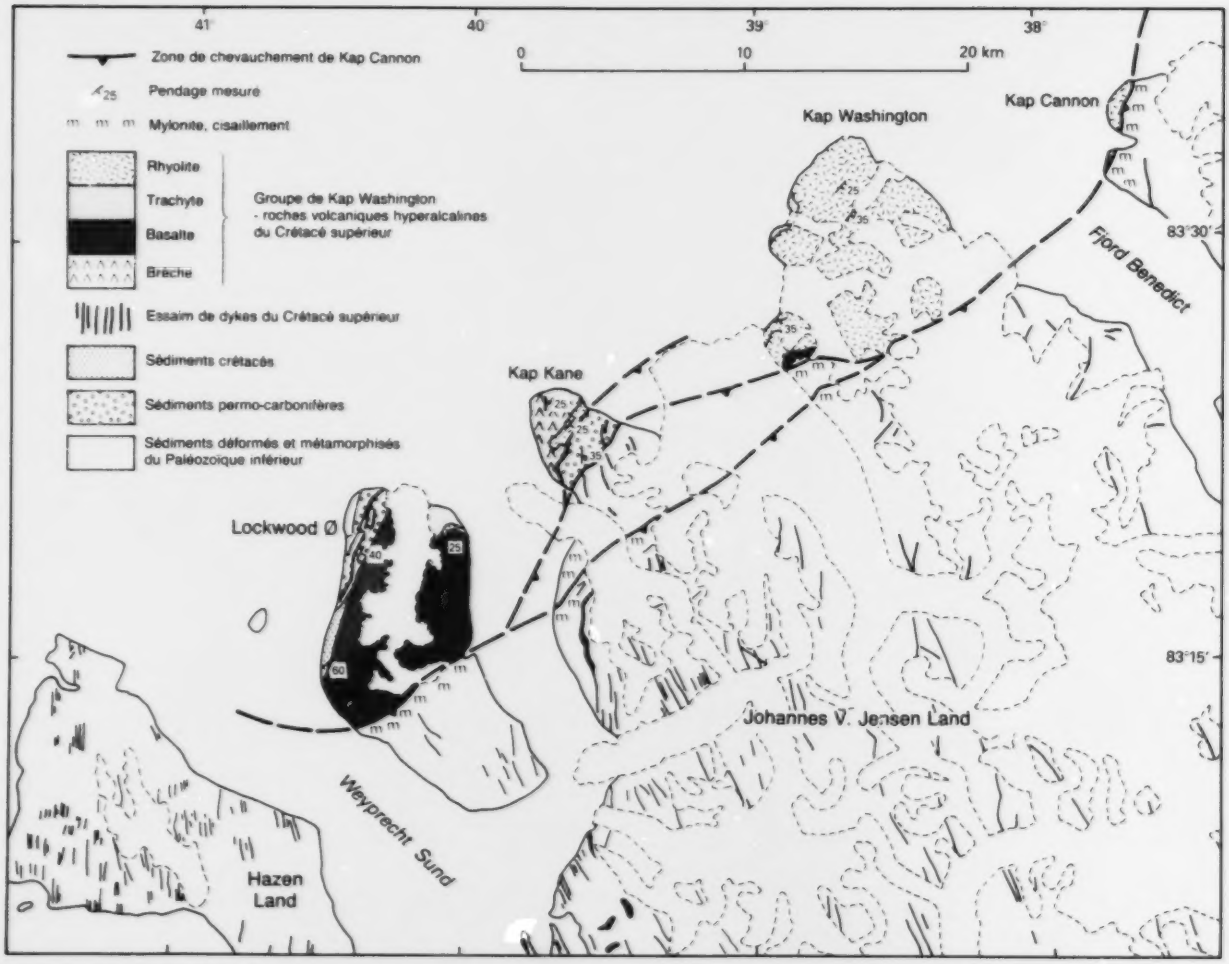


Figure 16-2. Affleurements de roches volcaniques du Groupe de Kap Washington et zone de chevauchement de Kap Cannon, dans le nord-ouest de la Johannes V. Jensen Land. Les roches volcaniques et sédimentaires ont un pendage sud-ouest.

ZONE DE CHEVAUCHEMENT DE KAP CANNON (ZCKC)

La figure 3A (en pochette) présente une coupe transversale du système de failles de chevauchement qui recoupe l'empilement volcanique, les sédiments permo-carbonifères sous-jacents et les métasédiments déjà déformés de la zone de plissement. La surface de chevauchement principal a un pendage d'environ 30° SE au Kap Cannon et devient plus abrupte à l'ouest vers la Lockwood Ø. Les métasédiments du toit ont été mylonitisés et les dykes du Crétacé ont été cisaillés et transformés en roches vertes. Deux failles de chevauchement sont exposées au nord et d'autres pourraient être présentes au large de la côte. Les roches volcaniques sont rarement plissées, mais on remarque que les tufs volcaniques sont clivés par endroits et que les coulées, elles, sont cisaillées et bréchifiées.

La coupe transversale indique un déplacement vers le nord d'environ 15 km dans les failles de chevauchement, ce chiffre pouvant être considéré comme un minimum. La trajectoire en profondeur de la zone de chevauchement est mal connue. Rien ne permet de supposer qu'elle n'a touché que la couverture ou qu'elle forme un réseau de failles listriques relié à des failles de distension, comme le décrivent Håkansson et Pedersen (1982, fig. 19). Elle pourrait s'étendre en profondeur à un angle d'environ 30°, soit le pendage régional des métasédiments de la zone de plissement.

Cet épisode de chevauchement s'est vraisemblablement échelonné de la toute fin du Crétacé (l'âge des roches volcaniques) jusqu'à 32 et 35 Ma (Oligocène précoce), âges obtenus par la datation (roche totale) K-Ar d'échantillons de roches provenant de coulées felsiques clivées (Dawes et Soper, 1971) qui pourraient refléter une décharge érosionnelle successive au chevauchement. Cet épisode remonte donc au Paléocène-Éocène et correspond de façon générale aux événements eurékiens dans les zones adjacentes de l'archipel arctique canadien. La datation n'est

pas suffisamment précise pour permettre une corrélation plus juste, ni avec la phase 1 de l'Eurékien, soit le passage d'un régime de subsidence continue dans le bassin de Sverdrup à un régime de «bassins et arches» (Balkwill, 1978), comme l'ont proposé Soper et al., (1982), ni avec la phase 2, ou la déformation principale de l'Eurékien, comme l'a suggéré Miall (1984). Il suffit de dire que la phase de compression de la ZCKC représente une réponse intraplaque à la rotation senestrorsum du Groenland causée par l'expansion du fond de la mer du Labrador.

STRUCTURES DE LA MER DE WANDEL

Le morcellement par failles à direction sud-est associé à des dômes structuraux à orientation est-ouest agit sur les séquences de couverture du bassin de la mer de Wandel dans l'est de la Peary Land et dans la Kronprins Christian Land (Haller, 1970; Dawes, 1976; Håkansson, 1979). Håkansson et al. (1981) ont reconnu un épisode de plissement au Crétacé tardif et Paléocène, qui a été suivi par la formation de failles et des événements thermiques post-paléocènes. Les failles sont parallèles à la marge continentale de la mer de Wandel et la zone de fractures de Spitzbergen.

Håkansson et Pedersen (1982) ont tenté de réunir le chevauchement de Kap Cannon, la compression à travers la ZFHF et le coulissage dextre le long des failles à direction sud-est en une vaste zone mobile désignée sous le nom de «zone mobile de décrochement de Wandel Hav». Cependant, la chronologie de ces déplacements est trop mal délimitée pour permettre de dire s'ils sont synchrones ou non; aucun décrochement d'envergure n'a été reconnu le long des failles de la mer de Wandel; en outre, l'interprétation voulant que la ZFHF représente une compression découle de la classification inexacte d'une faille de distension à pendage faible à Depotbugt comme un chevauchement (Håkansson et Pedersen, 1982, fig. 10). Il est plus réaliste d'associer la ZCKC à des structures eurékiennes à direction semblable, et les structures de la mer de Wandel à l'interaction des marges des plates-formes continentales du Groenland et de Barents. La reconstitution des déplacements relatifs au moyen d'une comparaison des anomalies magnétiques (Talwani et Eldholm, 1977; Phillips et al., 1978) indique qu'il y a eu compression oblique jusqu'à environ l'époque de l'anomalie 13 (Oligocène), suivie d'une distension. Les épisodes de plissement et de formation de failles dans la mer de Wandel pourraient donc représenter les contre-coups faibles de l'orogenèse du Spitzbergen occidental (Lowell, 1972; Harland et Horsfield, 1974) et la formation du graben de Forlandsundet (Harland, 1969), respectivement.

RÉFÉRENCES

Balkwill, H.R.
1978: Evolution of Sverdrup Basin, Arctic Canada; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 1004-1028.

Batten, D.J.
1982: Palynology of shales associated with the Kap Washington Group volcanics, central North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 108, p. 15-23.

Batten, D.J., Brown, P.E., Dawes, P.R., Higgins, A.K., Koch, B.E., Parsons, I., and Soper, N.J.
1981: Peralkaline volcanicity on the Eurasia Basin margin; Nature, v. 294, p. 150-152.

Birkelund, T. and Håkansson, E.
1983: The Cretaceous of North Greenland — a stratigraphic and biogeographical analysis; Zitteliana, v. 10, p. 7-25.

Brown, P.E. and Parsons, I.
1981: The Kap Washington volcanics; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 65-68.

Brown, P.E., Parsons, I., and Becker, S.M.
1987: Peralkaline volcanicity in the Arctic basin — the Kap Washington volcanics, petrology and palaeotectonics; Journal of the Geological Society, London, v. 144, p. 707-715.

Croxton, C.A., Dawes, P.R., Soper, N.J., and Thomsen, E.
1980: An occurrence of Tertiary shales from the Harder Fjord Fault, North Greenland fold belt, Peary Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 101, p. 61-64.

Dawes, P.R.
1976: Precambrian to Tertiary of northern Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt, (ed.); The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 248-303.
1982: The Nyboe Land fault zone: a major dislocation on the Greenland coast along Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 177-192.

Dawes, P.R. and Kerr, J.W. (ed.)
1982: Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics; Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, 392 p.

Dawes, P.R. and Soper, N.J.
1970: Geological investigations in northern Peary Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 28, p. 9-15.
1971: Significance of K/Ar age determinations from northern Peary Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 35, p. 60-62.
1973: Pre-Quaternary history of Greenland; in Arctic Geology, M.G. Pitcher (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 117-134.

Håkansson, E.
1979: Carboniferous to Tertiary development of the Wandel Sea Basin, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 88, p. 73-83.

Håkansson, E., Heinberg, C., and Stemmerik, L.
1981: The Wandel Sea Basin from Holm Land to Lockwood Ø, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 47-63.

Håkansson, E. and Pedersen, S.A.S.
1982: Late Paleozoic to Tertiary tectonic evolution of the continental margin in North Greenland; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 331-348.

Haller, J.
1970: Tectonic map of East Greenland (1:500 000). An account of tectonism, plutonism and volcanism in East Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 171, no. 5, 286 p.

Harland, W.B.
1969: Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of North Atlantic region; in North Atlantic — Geology and Continental Drift, a Symposium, M. Kay (ed.); American Association of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 817-851.

Harland, W.B. and Horsfield, W.T.
1974: West Spitsbergen orogenic belts: data for orogenic studies; in Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies, A.M. Spencer (ed.); Geological Society of London, Special Publication no. 4, p. 747-755.

Higgins, A.K., Friderichsen, J.D., and Soper, N.J.
1981: The North Greenland fold belt between central Johannes V. Jensen Land and eastern Nansen Land; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 35-45.

Higgins, A.K. and Soper, N.J.
1983: The Lake Hazen fault zone: a transpressional upthrust?; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 215-221.

Kovacs, L.C.
1982: Motion along Nares Strait recorded in the Lincoln Sea: aeromagnetic evidence; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 275-290.

Larsen, O.
1982: The age of the Kap Washington Group volcanics, North Greenland; Bulletin of the Geological Society of Denmark, v. 31, p. 49-55.

Lowell, J.D.
1972: Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3091-3102.
Miall, A.D.
1984: Sedimentation and tectonics of a diffuse plate boundary: the Canadian Arctic Islands from 80 Ma B.P. to the present; Tectonophysics, v. 107, p. 261-277.
Phillips, J.D., Feden, R., Fleming, H.S., and Tapscott, C.
1978: Aeromagnetic studies of the Greenland-Norwegian Sea and Arctic Ocean; unpublished manuscript, 64 p.
Soper, N.J., Dawes, P.R., and Higgins, A.K.
1982: Cretaceous magmatic and tectonic events in North Greenland and the history of adjacent ocean basins; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 205-220.
Soper, N.J. and Higgins, A.K.
1985: Thin-skinned structures at the trough-platform transition in North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 87-94.
1987: A shallow detachment beneath the North Greenland fold belt: implications for sedimentation and tectonics; Geological Magazine, v. 124, p. 441-450.
Srivastava, S.P.
1985: Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait; Tectonophysics, v. 114, p. 29-53.
Surlyk, F. and Hurst, J.M.
1984: The evolution of the early Paleozoic deep-water basin of North Greenland; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 131-154.
Surlyk, F., Hurst, J.M., and Bjerreskov, M.
1980: First age-diagnostic fossils from the central part of the North Greenland foldbelt; Nature, v. 286, p. 800-803.
Talwani, M. and Eldholm, O.
1977: Evolution of the Norwegian-Greenland Sea; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 969-999.
Vogt, P.R., Taylor, P.T., Kovacs, L.C., and Johnson, G.L.
1979: Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 1071-1089.
Wagner, R.H., Soper, N.J., and Higgins, A.K.
1982: A Late Permian flora of Pechora affinity in North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 108, p. 5-13.

Adresses des auteurs

N.J. Soper
Department of Earth Sciences
University of Leeds
Leeds LS2 9JT
U.K.

A.K. Higgins
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350, Copenhagen K
Denmark

Imprimé au Canada

Chapitre 17

DÉFORMATION DU CRÉTACÉ AU TERTIAIRE PRÉCOCE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

Introduction

Orogenèse eurékienne

Formation de failles dans le sud-est de la plate-forme de l'Arctique et le soulèvement de Boothia

Interprétation tectonique de la déformation eurékienne

Références

Chapitre 17

DÉFORMATION DU CRÉTACÉ AU TERTIAIRE PRÉCOCE DANS L'ARCHIPEL ARCTIQUE

A.V. Okulitch et H.P. Trettin

INTRODUCTION

Quatre phases majeures de déformation qui se chevauchent partiellement dans le temps ont touché différentes parties de l'orogène innuitien et de la Plate-forme de l'Arctique à la fin du Mésozoïque et au Tertiaire:

(1) du Jurassique moyen (Aalénien) au Crétacé précoce (Barrémien): soulèvement léger et formation de failles de distension (c.-à-d. rifting) le long de la marge nord-ouest de l'archipel arctique;

(2) du Crétacé précoce (Néocomien) au tout début de l'Oligocène: formation de failles normales dans le sud-est de la Plate-forme de l'Arctique et dans le soulèvement de Boothia et, par endroits, formation de failles de coulissage.

(3) Paléogène (et possiblement toute fin du Crétacé): mouvement de compression dans le nord-est de l'archipel arctique (orogenèse eurékienne);

(4) Tertiaire moyen et tardif (Oligocène-Pliocène): soulèvement différentiel très étendu, le plus prononcé dans la partie est de l'orogène eurékien et autour de la baie de Baffin, accompagné de la formation de failles normales.

L'événement 1, connu principalement par sa stratigraphie, est analysé au chapitre 14 par Embry, qui l'associe au rifting dans le bassin amérasiatique (fig.14-60). L'étude structurale de cette région, y compris les événements du Crétacé tardif et du Tertiaire, devra attendre l'analyse systématique des données géophysiques publiées. Cependant, la formation de failles normales, comme celle qui s'est produite dans l'île Banks (Miall, 1979a), s'est reproduite au Tertiaire.

L'événement 4, inféré à partir de données géologiques et géomorphologiques limitées, est analysé au chapitre 18.

Le présent chapitre porte sur l'orogenèse eurékienne (événement 3) et l'événement de distension 2 qui lui est partiellement contemporain mais qui a duré plus longtemps. L'hypothèse de Kerr (1967) selon laquelle les deux événements sont reliés par leur origine, à savoir la rotation senestrorsum du Groenland, est maintenant largement acceptée, et par conséquent, son expression «déformation eurékienne» (Kerr, 1977) est retenue dans le cadre de ce chapitre pour l'ensemble des événements de compression et de distension combinés. (Pour les noms géographiques utilisés dans ce chapitre, voir la figure 1, en pochette.)

Okulitch, A.V. et Trettin, H.P.
1991: Déformation du Crétacé au Tertiaire précoce dans l'archipel arctique; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 17, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

OROGENÈSE EURÉKIENNE

Introduction

L'expression «orogenèse eurékienne» a été créée par Thorsteinsson et Tozer (1970) pour désigner une importante déformation par compression qui a suivi la mise en place de la Formation d'Eureka Sound (maintenant Groupe), considérée à cette époque comme datant du Paléocène à l'Éocène, et précédée l'accumulation de la Formation de Beaufort, datée alors du Pliocène.

Deux voies de recherche différentes ont conduit à la révision de l'intervalle d'âges de la déformation.

(1) Des études stratigraphiques ont démontré qu'une déformation considérable s'est produite au cours de la sédimentation du Groupe d'Eureka Sound, maintenant reconnue comme datant de la toute fin du Crétacé (fin du Campanien) à l'Éocène tardif ou possiblement l'Oligocène (chapitre 15). Les indices les plus valables sont des discordances, comme la discordance trouvée sous l'Éocène moyen qui coupe une importante structure eurékienne, soit l'arche de Cornwall (Balkwill, 1974), et des conglomérats syntectoniques de l'Éocène moyen et possiblement du Paléocène et de l'Oligocène (Miall, 1986 et le chapitre 15 de ce volume; Ricketts et McIntyre, 1986). De plus, les grès du Crétacé tardif et du début du Paléogène du Groupe d'Eureka Sound, qui sont plus anciens que les conglomérats, pourraient indiquer le début des mouvements eurékiens.

Des indices stratigraphiques ont également conduit à une révision temporaire de la limite d'âge supérieure de l'orogenèse lorsque des conglomérats syntectoniques dans l'est de l'île Axel Heiberg qui, auparavant, étaient considérés comme faisant partie de la Formation d'Eureka Sound (Groupe), ont été réattribués à la Formation de Beaufort en raison de la présence de cônes d'épinettes qui indiquaient un âge miocène (Balkwill et Bustin, 1975, 1980; Bustin, 1982). Or, des études palynologiques et lithologiques plus récentes indiquent un âge de l'Éocène moyen et possiblement de l'Éocène tardif (Ricketts et McIntyre, 1986) et permettent donc de remettre cette séquence dans le Groupe d'Eureka Sound. Par conséquent, des études stratigraphiques et structurales indiquent seulement que l'orogenèse eurékienne s'est terminée à un moment quelconque au cours d'un vaste hiatus entre le Groupe d'Eureka Sound et la Formation de Beaufort (Éocène tardif ou Oligocène au Miocène ou Pliocène).

(2) La tectonique des plaques (examinée à la fin de ce chapitre) influe également sur l'intervalle d'âges de la déformation par compression. D'après Kerr (1967) (voir ci-dessus), l'orogenèse eurékienne a été causée par une rotation senestrorsum du Groenland; il a attribué cette rotation

au rifting dans la région de la mer du Labrador et de la baie de Baffin (l'épisode de rifting eurékien de Kerr, 1977). Des études géologiques et géophysiques ultérieures, notamment l'analyse des anomalies magnétiques du fond marin, ont démontré qu'il y a eu rifting et expansion du fond marin et que l'expansion a duré de la fin du Crétacé précoce jusqu'au tout début de l'Oligocène. Il s'ensuit donc que la compression eurékienne a pris fin au tout début de l'Oligocène, en supposant que l'âge et la signification tectonique des anomalies ont été interprétés correctement. Par contre, l'expansion et la rotation présumées ont commencé bien avant tout mouvement de compression connu dans l'archipel arctique, phénomène qui pose un problème.

Plusieurs auteurs ont tenté d'établir la séquence des événements survenus au cours de l'orogenèse eurékienne en se fondant sur la stratigraphie et la sédimentologie ou sur la tectonique des plaques (par ex., Balkwill, 1978; Miall, 1984, 1986 et le chapitre 15; Srivastava, 1985). Cependant, des tentatives de ce genre doivent nécessairement demeurer provisoires jusqu'à ce que les âges des discordances et des conglomérats syntectoniques du Groupe d'Eureka Sound aient été établis avec plus de certitude. En outre, les structures trouvées au sein de l'orogène eurékien, sauf celles qui se sont manifestement formées pendant l'orogenèse ellesmérienne ou le diapirisme mésozoïque, peuvent rarement être datées avec certitude, car peu d'entre elles touchent le Groupe d'Eureka Sound; la plupart influent uniquement sur des couches mésozoïques ou paléozoïques. Des éléments structuraux majeurs datant certainement ou vraisemblablement du Crétacé tardif au Tertiaire sont donc analysés par province structurale et non dans l'ordre de leur évolution chronologique.

Environnement de l'orogène, directions structurales et domaines principaux

L'orogène eurékien (fig.17-1) s'est développé principalement dans les roches du bassin d'eau profonde du début du Paléozoïque et celles du terrane de Pearya et dans les strates du bassin de Sverdrup qui les recouvrent en discordance; toutefois, il comprend aussi une partie de la province de la plate-forme du Paléozoïque inférieur dans le sud-est de l'île d'Ellesmere.

Les directions structurales eurékiennes sont très variées mais parallèles aux directions très variées du pré-Carbonifère dans certaines régions données (voir les figures 12A-1 et 17-1). Quatre domaines de premier ordre, distingués les uns des autres principalement par les directions structurales sont décrits brièvement ci-dessous selon leur direction structurale, leur style structural et leur relief topographique actuel. Ce dernier témoigne probablement d'un raccourcissement eurékien de la croûte, bien que dans certaines régions, des événements thermiques post-eurékiens aient pu aussi jouer (chapitre 18). Un «bloc stable» qui forme un cinquième domaine au sein de l'orogène est également décrit. Les éléments structuraux les plus importants seront examinés davantage ailleurs dans ce chapitre.

Le **domaine de Central Ellesmere** est caractérisé par des failles de chevauchement importantes aux directions sinueuses sud-ouest à sud et aux pendages nord-ouest à ouest, auxquelles sont associés des plis et des failles normales. L'élément le plus important est une zone de failles de chevauchement qui est parallèle à un promontoire soulevé du Bouclier canadien au sud-est (le soulèvement d'Inglefield du chapitre 12D). Le fait que les failles accusent un pendage sous les monts Victoria and Albert et qu'elles sont imbriquées, est vraisemblablement à l'origine des racines crustales de ce chaînon, qui a plus de 2 km de hauteur. Le style du plissement et de la fracturation par failles a été influencé par des évaporites ordoviciennes entre les fjords Cañon et Baumann, et par une évaporite carbonifère (Formation d'Otto Fiord) dans le centre est de l'île Axel Heiberg où il existe des diapirs. Il y a vraisemblablement eu un décrochement le long de certaines failles sur le promontoire Judge Daly adjacent au détroit de Nares (sénestre), et sur la presqu'île Raanes, dans le centre ouest de l'île d'Ellesmere (dextre).

Le **bloc stable de Hazen Plateau** sépare les parties est des domaines de Central Ellesmere et de Northern Ellesmere. Sur le plateau de Hazen, des strates horizontales de la Formation d'Eureka Sound reposent en discordance angulaire sur des lits à pendage abrupt de la zone de plissement de Hazen (chapitre 12E). Cette région semble avoir été relativement stabilisée par la formation de plis fermés au cours de l'orogenèse ellesmérienne, mais elle pourrait reposer en profondeur sur des chevauchements eurékiens subhorizontaux. Le relief topographique est d'environ 1 km.

Le **domaine de Northern Ellesmere** est caractérisé par des failles de chevauchement arquées à orientation sud-ouest à ouest, et par des plis associés. La plupart des failles de chevauchement (par ex., la zone de failles de Lake Hazen) ont un pendage nord-ouest ou nord, mais certaines (par ex., la faille de Mitchell Point) accusent un pendage sud-est ou sud. Des évaporites du Paléozoïque supérieur (formations d'Otto Fiord et de Mount Bailey) ont influencé le style de la déformation dans les zones sud-ouest du domaine. Un décrochement dextre s'est vraisemblablement produit dans la zone de failles de Feilden, et une composante du décrochement dextre pourrait également être présente dans la zone de failles de Lake Hazen. Les failles normales sont fréquentes, notamment sur la côte nord. Le relief atteint un maximum (jusqu'à 2,6 km) dans la région sud-est, qui repose sur la zone de failles de Lake Hazen.

Le **domaine de Sverdrup Islands** présente des structures à direction nord-ouest ou nord qui sont alignées avec le soulèvement de Boothia au sud et la zone de plissement de Northern Heiberg au nord-est. Les structures les plus importantes sont l'arche de Cornwall des îles Cornwall et Amund Ringnes, et l'arche de Princess Margaret de l'île Axel Heiberg, dont la partie méridionale est limitée à l'est par le chevauchement de Stolz à pendage ouest. L'évaporite du Carbonifère de la Formation d'Otto Fiord, qui forme le substratum d'un grande partie de ce domaine, a donné naissance à de nombreux diapirs et forme un niveau de décollement important. Le relief élevé dans le centre de l'île Axel Heiberg (chaînon de Princess Margaret), et le relief de caractère modéré à principalement faible dans la partie ouest du domaine, semblent indiquer que le raccourcissement de la croûte diminue vers le sud-ouest; cette déduction concorde avec les observations structurales.

Le **domaine de Prince Patrick** comporte des plis très ouverts à direction sud-est, une faille de chevauchement à pendage nord-est (Harrison et al., 1988), et un relief faible.

Figure 17-1. Éléments structuraux de l'orogène eurékien et structures de distension associées.

Arches

Arche de Cornwall

Cet anticlinal important, qui tire son nom de l'île Cornwall (Balkwill, 1983), a au moins 200 km de longueur et 70 km de largeur et plonge vers le nord dans les îles Cornwall et Amund Ringnes. Le relief structural est d'environ 4 km à la crête de l'anticlinal, dans l'île Cornwall, et d'environ 5 km mesuré le long de sa charnière plongeante à partir du centre de l'île Cornwall jusqu'à l'extrémité nord-ouest de l'île Amund Ringnes. L'arche a une coupe transversale asymétrique: les strates du flanc occidental dans les îles Cornwall et Amund Ringes s'inclinent vers l'ouest de 4° à 7° et les strates du flanc oriental dans l'île Cornwall s'inclinent vers l'est de 10° à 16°. Les couches du flanc oriental dans l'île Amund Ringnes sont interrompues par des failles et de petits plis.

Sur le flanc occidental de l'arche dans le sud-ouest de l'île Amund Ringnes, les strates du Groupe d'Eureka Sound de la fin du Campanien ou du début du Maastrichtien reposent en concordance sur des shale du Crétacé supérieur de la Formation de Kanguk; en revanche, sur la crête de l'arche, du grès non marin de la fin du Paléocène tardif à l'Éocène moyen repose en discordance sur des sédiments du Trias moyen au Crétacé inférieur. Ces relations indiquent que l'érosion a fait disparaître au moins 4,5 km de la coupe mésozoïque dans l'île Cornwall et au moins 2,7 km dans le centre sud de l'île Amund Ringnes à la toute fin du Crétacé ou au début du Tertiaire.

Les affleurements en surface et les données de subsurface disponibles ne révèlent pas la structure profonde de l'arche. Balkwill (1974; 1983, fig. 4, 26) a proposé que les structures de surface se sont formées en réponse au basculement d'un bloc du socle qui est limité à l'est par des failles normales. Plus récemment, Balkwill (1983, p. 75, Annexe) a interprété l'arche comme étant une réponse à un épisode de compression régionale, et a suggéré qu'elle repose sur de grandes failles inverses qui pourraient pénétrer jusqu'à une zone mobile enfouie au sein de la croûte. Ces failles inverses sont considérées comme étant à l'origine des failles listriques de distension formées au cours des premières phases de formation du bassin de Sverdrup.

Arche de Princess Margaret

Cette hauteur structurale et topographique, qui tire son nom du chaînon Princess Margaret (Gould et de Mille, 1964), peut être retracée sur environ 275 km dans le centre de l'île Axel Heiberg (Thorsteinsson, 1974) et pourrait faire partie d'une vaste région élevée qui s'étend vers le nord-ouest. L'âge des unités affleurant le long de l'axe de l'arche passe du Trias tardif dans le centre et le sud, au Cambrien précoce ou plus ancien dans le nord-ouest, ce qui reflète un plongement vers le sud-est combiné à une diminution vers le nord-ouest de l'altitude de la moitié nord où affleure la zone de plissement de Northern Heiberg d'âge pré-carbonifère (chapitres 12B, 12E). Au nord d'environ 80° 30' de latitude N, l'arche devient un large anticlinorium faillé dont l'axe coïncide avec un relief structural au sein du socle pré-carbonifère. Au sud, la structure est partiellement masquée par des champs de glace mais consiste en de nombreux plis allongés à doubles plongements axiaux (plis en gousset). Dans cette région, l'arche est flanquée au nord-est par la faille de chevauchement arquée de Stolz à pendage sud-ouest qui, par endroits, a superposé des unités carbonifères sur des strates tertiaires. Sur presque toute sa longueur (à l'exception de l'extrême nord), les structures visibles en surface sont probablement limitées en profondeur par un décollement au sein de l'évaporite carbonifère de la Formation d'Otto Fiord (Ricketts, 1987); or, l'arche elle-même pourrait être contrôlée par des structures situées sous le décollement, semblables à celles qui ont été proposées pour l'arche de Cornwall. Il est possible que l'arche de Princess Margaret remonte au tout début du Tertiaire, comme l'a suggéré Miall (1986), mais les sédiments les plus anciens qui proviennent certainement de l'arche sont des conglomérats à blocs de l'Éocène moyen et(?) supérieur trouvés dans la lèvre inférieure du chevauchement de Stolz (Ricketts et McIntyre, 1986).

Failles inverses et plis

Le style des failles inverses et des plis a été influencé considérablement par des évaporites paléozoïques, sauf aux endroits où ces dernières sont minces. Il est donc nécessaire de décrire séparément les régions qui ont subi ou non l'influence des évaporites.

Style structural non influencé par les évaporites

Parties sud-est du domaine de Central Ellesmere

Cette région se caractérise par des failles de chevauchement importantes à direction sinueuse et parallèles à la limite du promontoire soulevé (soulèvement d'Inglefield) du Bouclier canadien, au sud-est. Des failles de chevauchement eurékiennes ont été reconnues au cap Back, à la baie Rawlings et à la baie Copes (Mayr et de Vries, 1982). La faille de chevauchement de Parrish Glacier (fig. 17-1), bien exposée, a une inclinaison nord et nord-ouest de 30 à 50° et est responsable d'un déplacement stratigraphique de 4,5 km. Le déplacement pourrait atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, si des portions considérables de la faille étaient inclinées à des angles très faibles, mais ni le déplacement véritable ni la géométrie de la faille ne sont connus. Le chevauchement se compose de strates légèrement ondulées du Cambrien inférieur au Silurien dont le pendage nord-ouest se situe entre 20° et 40°. Au front du chevauchement principal se trouvent plusieurs chevauchements imbriquées et des séquences stratigraphiques incomplètes, ainsi qu'une klippe limitée à sa base par une surface de chevauchement presque horizontale. Le mur de la faille de chevauchement de Parrish Glacier est constitué d'un conglomérat paléogène (probablement paléocène ou éocène) à l'est et de roches carbonatées siluriennes plus loin à l'ouest. La configuration structurale de la faille de chevauchement de Rawlings Bay est semblable à celle de la faille de chevauchement de Parrish Glacier.

Domaine de Northern Ellesmere

La zone de failles de **Lake Hazen** est constituée de charriages à regard sud-est, en échelons et imbriqués, qui s'étendent sur environ 375 km à partir de la côte de la mer de Lincoln jusqu'au fjord Hare. Sa direction est vers le sud-ouest dans la moitié orientale et vers l'ouest dans la moitié occidentale. Les failles principales ont superposé le membre

B de la Formation de Grant Land du Cambrien inférieur sur des strates s'échelonnant du Cambrien (Formation de Hazen) au Crétacé. Dans la Formation de Grant Land au nord-ouest de la zone de failles de Lake Hazen, les failles sont difficiles à délimiter vu l'absence d'horizons repères distinctifs. Au sud-est de la faille de chevauchement principale, au nord-est du lac Hazen, un chevauchement composé de strates du Paléozoïque supérieur au Crétacé supérieur a recouvert le Groupe d'Eureka Sound du Paléogène. Les strates du mur ont été déformées en un synclinal asymétrique dont le flanc nord-ouest est localement déversé vers le sud-est (fig. 17-2). Les sédiments syntectoniques dans cette région permettent de dater de l'Éocène ou possiblement de l'Oligocène le début de la formation de failles inverses (chapitre 15).

Le meilleur affleurement de la zone de failles de Lake Hazen se trouve près de la partie amont du fjord Tanquary (fig. 17-3). La description sommaire suivante de cette région est fondée sur une recherche détaillée entreprise par Higgins et Soper (1983; voir aussi Osadetz, 1982). En général, les failles en surface ont un pendage de 30° à 62°; des pendages plus abrupts ne sont présents que dans le membre B de la Formation de Grant Land. Le déplacement vertical apparent est d'environ 3,5 km à la coupe a, et 2,5 km à la coupe b (fig. 17-4), à en juger par l'altitude de la discordance qui sépare la Formation de Grant Land et les strates du bassin de Sverdrup. Les failles ne sont pas reliées les unes aux autres, et certaines d'entre elles disparaissent en passant latéralement à des plis, ce qui indique que le rejet horizontal n'est que modéré (voir les coupes d, e et f de la région du mont Thompson et de l'extrémité nord de la faille de Rollrock, fig. 17-4). Une comparaison de la longueur des lits en travers du lac Rollrock et du mont Timmia (coupes b et c) indique un raccourcissement de 7 à 8 km le long d'une coupe longue de 34 km et perpendiculaire à la direction (21 à 25 %).

Un élément important pour la connaissance du style et de l'évolution de cette zone de failles est la présence fréquente de strates renversées de la partie supérieure du Paléozoïque ou du Mésozoïque dans les roches du toit des chevauchements; en effet, la base de ces unités correspond probablement à la discordance trouvée sous le bassin de Sverdrup (coupes a et b, fig. 17-4). Selon Higgins et Soper, des monoclinaux dans les strates de la couverture faisant face au sud-est se sont formés par adaptation souple de la couverture aux déformations cassantes au-dessus des compartiments surélevés des failles inverses découpant le socle. Par la suite, leurs flancs abrupts ont été perturbés et localement déversés par suite du déplacement continu du toit des failles inverses et d'une imbrication de leurs murs. En outre, la nature essentiellement monoclinale de la zone de failles de Lake Hazen semble persister le long de l'escarpement frontal sud des monts Grantland, au moins jusqu'au col Piper, et un placage de sédiments de couverture très incliné repose en discordance sur les roches de la partie inférieure du Paléozoïque et passe au sud-est au synclinal de Lake Hazen (fig. 17-5). Les coupes transversales f à b à la figure 17-4 (dans cet ordre) montrent différentes étapes de cette évolution.

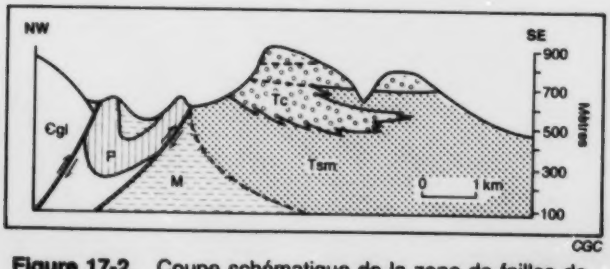


Figure 17-2. Coupe schématique de la zone de failles de Lake Hazen, au nord-ouest du lac Hazen, dans les collines Boulder (Miall, 1979b, fig. 3). €gl: Formation de Grant Land, P = Permien, M = Mésozoïque, Tsm = Formation d'Eureka Sound (maintenant Groupe), membre de grès et mudstone, Tc = membre de conglomérat.

La présence, à proximité du lac Rollrock (fig. 17-3), d'éléments structuraux de compression secondaires à direction nord laisse supposer l'existence d'une faible composante de mouvement dextre dans la zone de failles. La marge ouest de la hauteur structurale de Tanquary (caractérisée par l'absence de strates du Carbonifère au Trias moyen à la base de la succession du bassin de Sverdrup; voir le chapitre 14) traverse la zone de failles et limite à 12 km le déplacement dextre probable.

La configuration des failles en profondeur demeure incertaine vu l'absence de données sismiques ou de forage. Osadetz (1982) a proposé la présence d'un décollement légèrement incliné à une profondeur d'environ 3 km sous la discordance sous-jacente au bassin de Sverdrup, mais d'après les observations de Higgins et Soper, les failles relativement abruptes se prolongeraient à de plus grandes profondeurs (fig. 17-6).

La **faille de Mitchell Point** affleure sur environ 100 km à proximité de la baie Yelverton et de l'inlet Phillips. Elle borde la marge nord-ouest de la zone de gneiss de Mitchell Point et, tout comme la faille de Porter Bay, elle a vraisemblablement subi un mouvement sénestre au Silurien tardif (chapitre 12B). La mise en place de l'intrusion de Wootton et des roches volcaniques de Hansen Point au début du Crétacé tardif témoigne d'une phase de distension à cette époque (Trettin et Parrish, 1987). Plus tard, il y a eu compression le long de la faille de Mitchell Point, car la zone de gneiss a chevauché des roches volcaniques de Hansen Point au sud-ouest et au nord-est de la baie Yelverton. Le pendage sud-est de cette faille concorde avec l'attitude du rubanement gneissique (fig. 9-3, 9-4), qui résulte probablement d'événements du début du Paléozoïque ou du Protérozoïque.

Style structural influencé par les évaporites

Les figures 8B-31, 8B-32, 13-1 et 13-6 montrent la répartition des unités évaporitiques principales du Paléozoïque. La formation ordovicienne de Baumann Fiord et la formation carbonifère d'Otto Fiord sont les unités principales qui ont influencé le style structural eurékien, mais la Formation de Bay Fiord de l'Ordovicien et celle de Mount Bailey du Permien inférieur ont également dû y contribuer. La Formation d'Otto Fiord a influencé le style structural à cause du diapirisme (en grande partie pré-tectonique) et en constituant un niveau de décollement. Les autres unités ont influencé le style structural principalement ou exclusivement en constituant des niveaux de décollement.

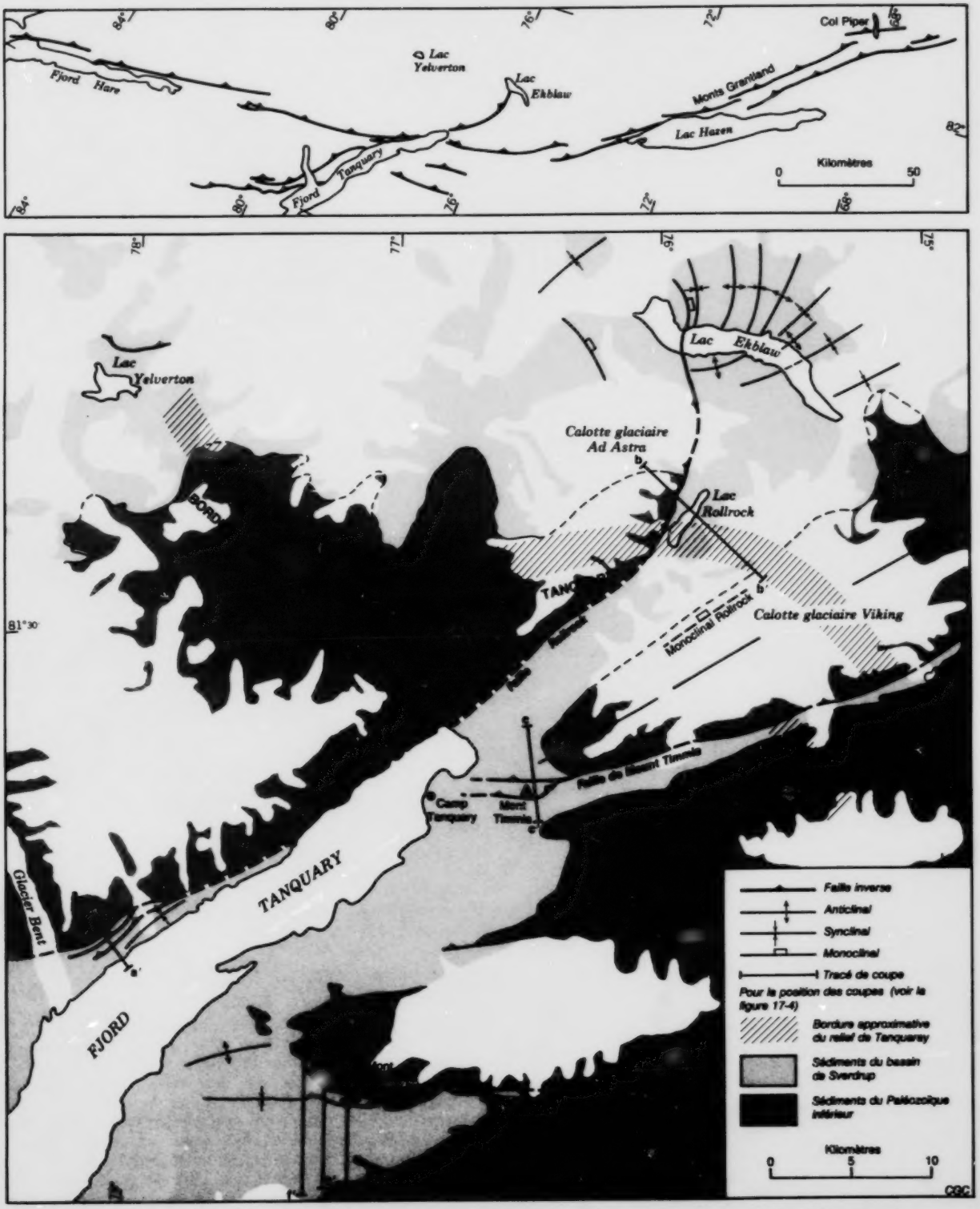


Figure 17-3. Encart supérieur: failles en échelon de la zone de failles de Lake Hazen, du fjord Hare au col Piper; bas de la figure: géologie généralisée du fond du fjord Tanquary et index de la figure17-4. (Higgins et Soper, 1983, fig. 1.)

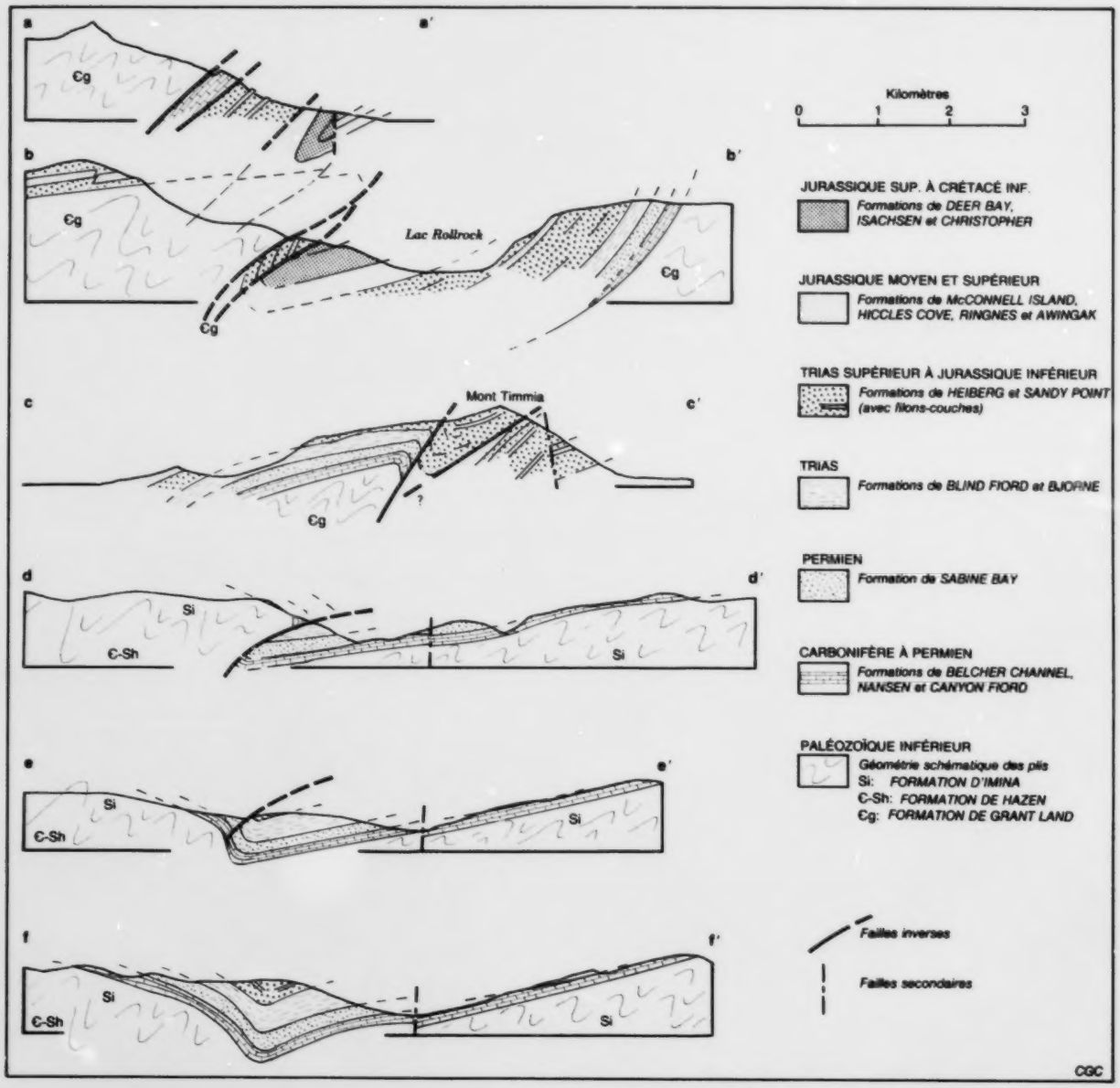


Figure 17-4. Coupes structurales transversales (emplacements donnés à la figure 17-3): a) à l'est du glacier Bent; b) lac Rollrock; c) mont Timmia; d), e) et f) mont Thompsen (Higgins et Soper, 1983, fig. 2).

Parties ouest du domaine de Central Ellesmere

La zone de chevauchement et de plissement du centre ouest de l'île d'Ellesmere, entre les fjords Cañon et Baumann, contient des structures d'âge ellesmérien et eurékien. Les deux orogenèses ont produit des éléments structuraux de compression à orientation est et à direction nord-nord-est, et ceux-ci ne peuvent être distingués sauf aux endroits où ces structures sont recouvertes en discordance par les strates de la succession du bassin de Sverdrup, ou là où ces structures ont touché le Groupe d'Eureka Sound (chapitre 12F). À ces endroits, les structures eurékiennes semblent être principalement des failles de chevauchement et des plis associés, alors que les structures ellesmériennes sont en prédominance des plis; en outre, la majeure partie du raccourcissement au sein de cette zone aurait eu lieu durant l'orogenèse eurékienne. Cette généralisation est fondée sur des données limitées et peut ne pas être tout à fait juste.

Le style de la déformation (Okulitch, 1982) est illustré dans deux coupes transversales entre la baie Troll et le fjord Vendom (fig. 3B [en pochette], coupe A-B) et à l'est de l'extrémité nord du fjord Vendom (fig. 3B, coupe C-D). Les structures eurékiennes principales sont des failles de chevauchement à pendage faible qui se rattachent à un niveau de décollement près du socle cristallin; un autre niveau de décollement se trouve probablement au sein de la formation évaporitique de Baumann Fiord. L'influence sur le style structural de cette unité d'évaporites s'observe au niveau de la formation de plis disharmoniques dans des unités de roches carbonatées massives qui lui sont adjacentes (coupe A, moitié ouest). L'âge de la plupart de ces structures demeure incertain. Les estimations du raccourcissement horizontal, fondées sur des études préliminaires des données disponibles, varient de 25 à 50 % dans les coupes illustrées, signe que le mouvement a été d'environ 20 à 40 km. Le déplacement le long des failles individuelles est de l'ordre de 5 km.

L'extrémité sud de la zone de chevauchement et de plissement est masquée et se trouve dans le fjord Baumann. Au sud du fjord, ne sont présents que des plis à direction est-ouest d'âge ellesmérien et un morcellement par failles postérieur au Permien. Immédiatement au nord du fjord, les plis eurékiens sont plus ouverts et les failles de chevauchement ont un pendage plus abrupt que ceux trouvés plus au nord. Dans la région entre le fjord Vendom et l'inlet Makinson, les structures en régime compressif sont rares et leur déplacement est limité.

Figure 17-5. Une partie de la zone de failles de Lake Hazen, au nord-est du lac Hazen près de l'extrémité sud du col Piper. Les plans de failles accusent un pendage de 60° N. La Formation de Grant Land, du toit, est en contact de faille avec des grès du Permien (Higgins et Soper, 1983, fig.4).

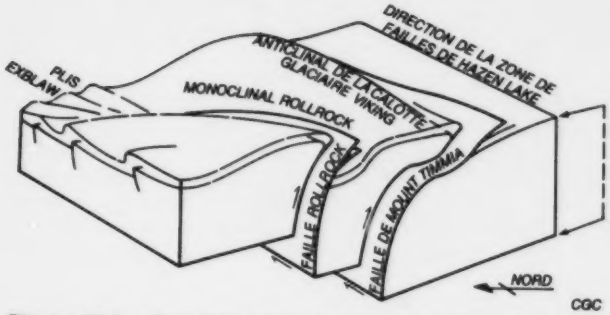


Figure 17-6. Bloc diagramme des failles de Rollrock et de Mount Timmia, des plis associés et des déplacements inférés, selon une interprétation de soulèvement par transpression (Higgins et Soper, 1983, fig. 5).

Domaine de Northern Ellesmere

Dans la région des fjords Greely et Hare, il existe plusieurs chevauchements à vergence nord-ouest et sud-est qui ont à leur base l'évaporite de la Formation d'Otto Fiord. La plus grande structure est la faille de chevauchement de Blue Mountain qui a déplacé l'évaporite d'Otto Fiord vers le nord-ouest sur la formation triasique de Blind Fiord. Le rejet de la faille semble diminuer vers l'est à mesure que disparaissent les strates évaporitiques. Plus loin à l'est, du côté oriental de la partie aval du fjord Tanquary, des failles de chevauchement sont évidentes là où affleure l'évaporite de la Formation de Mount Bailey du Permien; ailleurs, vu l'absence de ces strates évaporitiques, il y a prédominance de failles normales et de plis ouverts (Thorsteinsson, 1974, carte 1306A).

Île Axel Heiberg (domaine de Sverdrup Islands)

Dans l'île Axel Heiberg, les structures eurékiennes ont été superposées à des structures halocinétiques qui se sont formées par suite du mouvement ascendant de l'évaporite de la Formation d'Otto Fiord tout au long du Mésozoïque (chapitres 13, 14). Dans l'est de l'île, un anticlinal majeur est composé d'une chaîne de dômes fusionnés, dont au moins un possède à son coeur un diapir d'évaporites (van Berkel et al., 1983). La direction du cisaillement parallèle au litage est contraire à celle qui caractérise les anticlinaux produit par flexure et indique que la région axiale du pli a été soulevée par rapport aux flancs. Van Berkel et al. (1983) ont proposé que tous les grands anticlinaux du centre est de l'île drapent les murs de sel de premier ordre (Trusheim, 1960) et que les dômes fusionnés coiffent des diapirs de second ordre.

À proximité du fjord Strand dans l'ouest de l'île Axel Heiberg (Thorsteinsson, 1974, cartes 1292A, 1301A), des anticlinaux étroits à noyaux de diapirs d'évaporites séparent des synclinaux beaucoup plus larges, de forme grossièrement ovale; on a donné à cette configuration le nom de structure en «parois et bassins» par van Berkel et al. (1984). La plupart des segments de parois ont deux directions presque perpendiculaires, ce qui porte à croire que les diapirs se seraient formés le long de deux familles de fractures; cependant, les structures pourraient aussi résulter de deux épisodes de plissement par flexure au-dessus d'un décollement dans l'évaporite de la Formation d'Otto Fiord (ouvr. cit.).

La zone de failles de Stolz est une zone arquée de failles inverses d'au moins 140 km de longueur qui contient des diapirs ainsi que des anticlinaux très déformés d'évaporites et de calcaire (Thorsteinsson, 1974, carte 1302A; van Berkel et al., 1984). On ne sait pas si les diapirs ont intrudé les failles de chevauchement, si ces dernières se sont formées le long d'une chaîne de diapirs localisée au sein d'une zone de failles normales, ou encore si les diapirs se sont formés au cours d'une compression et ont subi les effets d'un chevauchement continu. De nombreux rejets transversaux de la faille principale représentent soit des failles de déchirement, soit des rampes latérales (van Berkel et al., 1984). La forme arquée de la faille de chevauchement de Stolz se conforme à un changement général dans la direction structurale de cette zone de transition du domaine de Sverdrup Islands, aux directions sud-est à sud, au domaine de Central Ellesmere, aux directions sud-ouest.

Dans le nord-ouest de l'île Axel Heiberg, la déformation eurékienne a comporté des phases précoces et tardives de fracturation par failles normales postérieures au Crétacé tardif et une phase intermédiaire de fracturation par failles inverses (Fischer, 1985). L'évaporite de la Formation d'Otto Fiord forme la zone de décollement de failles inverses et a également intrudé les plans de faille (fig. 3E, en pochette). Du calcaire compétent de la Formation de Nansen, dont les 10 à 100 m inférieurs sont bréchifiés, forme l'unité basale des chevauchements. Les failles de chevauchement sectionnent la séquence en biseau, de bas en haut et de haut en bas, et forment, ainsi, à différents niveaux, une série de surfaces planes qui sont reliées par des rampes obliques et latérales. Dans une région, le développement d'une rampe abrupte a été causée par l'arc-boutement d'un horst soulevé pendant la première phase de fracturation par failles normales. Les strates se sont déplacées vers le nord-est le long de trois failles inverses importantes (failles de Bukken Fiord, de Bjarnason Island et de Bunde Fiord), et vers le sud-ouest le long d'une quatrième (faille de Grisebach Creek). Selon les estimations, le raccourcissement est d'environ 25 km dans la partie sud de la région (Fischer, 1985 et communication personnelle, 1986).

Failles de décrochement

La présence d'une faille de décrochement sénestre dans le détroit de Nares serait à l'origine de l'ouverture de la baie de Baffin. Des failles sénestres secondaires ont été reconnues dans le centre est de l'île d'Ellesmere, et des failles de décrochement dextres ont été identifiées dans l'extrême nord-est et le centre ouest de l'île d'Ellesmere.

Mouvements sénestres présumés

Détroit de Nares

Dawes et Kerr (1982b) ont compilé des données géologiques qui limitent les déplacements possibles le long de la faille hypothétique de Wegener, dans le détroit de Nares. L'examen de neuf caractéristiques stratigraphiques et structurales régionales et de 20 marqueurs géologiques ou géophysiques leur ont suggéré que le mouvement sénestre le long du détroit de Nares a été de l'ordre de 0 à 25 km. Or,

très peu de ces marqueurs ont fourni des indices concluants. Par exemple, les marqueurs trouvés dans la partie septentrionale de la région traversent le détroit à des angles tellement aigus qu'un petit changement de direction produirait des changements importants dans le rejet transversal apparent de la faille. Dans la partie méridionale de la région, la fiabilité des marqueurs tels que les marbres dans le socle cristallin, les isopaques du Groupe de Thule et l'axe de l'arche de Bache Peninsula, a été remise en question pour des raisons géologiques (Miall, 1983). Un changement de faciès des roches carbonatées de plateforme aux mudstones de bassin dans le Silurien inférieur (marqueur 10 de Dawes et Kerr, 1982b, fig. 4) pourrait avoir un rejet transversal de 0 à 50 km, selon l'interprétation de sa direction dans le détroit de Nares et la partie adjacente de l'île d'Ellesmere. Les mêmes données montrent aussi qu'il n'y a pas eu de déplacement vertical normal ou inverse, ou très peu.

Des renseignements plus précis proviennent d'études aéromagnétiques. Un levé à haute altitude et aux lignes de vol très espacées a révélé la présence d'une anomalie qui semble traverser sans rejet la partie sud du détroit (Riddihough et al., 1973; marqueur 18 de Dawes et Kerr, 1982b). Or, une étude à faible altitude et aux lignes de vol plus rapprochées de la même anomalie a révélé la présence, dans le centre du détroit, à 60 km à l'est de la presqu'île Bache, de décrochements dont le rejet sénestre est d'environ 25 km. Les anomalies magnétiques sont attribuées à des dykes orientés approximativement 75° NE, qui datent de la fin du Protérozoïque moyen.

À l'heure actuelle, le détroit est asismique, une condition anormale dans l'archipel arctique où bon nombre des structures phanérozoïques font preuve d'une faible activité sismique (chapitre 5C).

Centre est de l'île d'Ellesmere (domaine de Central Ellesmere)

La zone de failles de Judge Daly, trouvée dans l'extrême nord-est du promontoire Judge Daly, a environ 40 km de longueur; sa ramification principale est marquée par une vallée linéaire (Mayr et de Vries, 1982). Les relations angulaires entre la zone de failles principale et les décrochements conjugués «synthétiques» et «antithétiques» à faible rejet, permettent de conclure qu'il y a eu formation de décrochements sénestres dans cette région. Le rejet transversal le long de la faille principale pourrait être de l'ordre d'environ 19 km, à en juger par le déplacement des formations de part et d'autre de la faille, mais cela n'a pas été établi avec certitude. La faille normale qui a agi sur les strates paléocènes(?) du Groupe d'Eureka Sound sur le côté nord-ouest de la faille principale a été attribuée à un régime de décrochement divergent (Mayr et deVries, 1982). La partie nord de la faille est caractérisée par une anomalie magnétique qui se prolonge le long du passage Robeson jusqu'à la mer de Lincoln (Hood et al., 1985) L'anomalie semble avoir été causée par des dykes à pendage sud-est, dont les sommets sont très près de la surface.

Des failles conjuguées, signe d'un décrochement sénestre ont également été identifiées par Mayr et de Vries (1982) dans la partie inférieure des strates du Paléozoïque près de la baie Carl Ritter et sur la presqu'île Darling au sud-ouest, sur la côte est du centre de l'île d'Ellesmere.

Mouvement dextre présumé

Extrême nord-est de l'île d'Ellesmere (domaine de Northern Ellesmere)

La zone de failles de Feilden, qui tire son nom de la péninsule Feilden dans l'extrême nord-est de l'île d'Ellesmere, est composée des grandes failles de Porter Bay et de Guide Hill et des failles moins importantes qui leur sont associées (fig. 17-7).

La faille de Porter Bay affleure sur une distance de 120 km entre la côte de la mer de Lincoln et une importante calotte glaciaire, et elle peut être retracée sur un autre 40 km dans des nunataks dispersés. Elle ne réapparaît pas de l'autre côté de la calotte glaciaire, à environ 130 km au sud-ouest. La direction sinueuse de la faille est parallèle aux directions structurales de la Formation de Grant Land du Cambrien inférieur, qui forme son compartiment sud-est. L'attitude du plan de faille ne peut être déterminée avec précision puisque le plan est insuffisamment exposé, mais elle semble être très abrupte. L'histoire de cette faille est longue et complexe et les détails de son mouvement sont méconnus. La faille constitue la frontière entre les zones de plissement de Hazen et de Clements Markham et est interprétée comme ayant été un décrochement sénestre au Silurien tardif (chapitre 12B). Des structures trouvées dans la Formation de Grant Land adjacente à la faille semblent indiquer un chevauchement vers le nord-ouest, survenu vraisemblablement entre le Silurien tardif et le Carbonifère précoce. La configuration structurale et topographique actuelle indique que la Formation de Grant Land trouvée du côté sud-est de la faille a été soulevée après le Permien par rapport à la Formation de Lands Lokk et aux unités sus-jacentes de la partie supérieure du Paléozoïque. Les indices indirects d'un décrochement sont analysés ci-dessous.

La faille de Guide Hill, qui peut être retracée sur 125 km, est parallèle à la faille de Porter Bay; cependant, le long de son segment est, elle recoupe transversalement les directions structurales du Silurien tardif au Dévonien de la formation silurienne de Lands Lokk.

Les failles secondaires associées ont généralement des directions plus septentrionales que les failles de Porter Bay et de Guide Hill, mais suivent les directions structurales de la Formation de Lands Lokk.

La disposition de ces failles principales et secondaires semble indiquer qu'un mouvement de décrochement dextre s'est produit après le Permien précoce, présumément au Crétacé ou au Paléogène (voir Ogawa et al., 1985; Woodcock et Fischer, 1986). Les failles secondaires obliques pourraient représenter des «cisaillements de faille» (thrust shears), dont le développement a été favorisé par des directions pré-existantes dans la Formation de Lands Lokk; par contre, elles se sont peut-être formées de façon complexe (Ogawa et al., 1985, fig.11).

Les structures au nord et au sud de la faille de Guide Hill ne peuvent être raccordées, ce qui indique soit un rejet supérieur à des dizaines de kilomètres, soit le développement de structures différentes pendant ou après le mouvement de coulissage postulé de chaque côté de la faille. Par contre, puisque les mêmes formations et faciès se trouvent au nord et au sud de la faille de Guide Hill, le rejet horizontal postulé ne peut pas être de l'ordre de

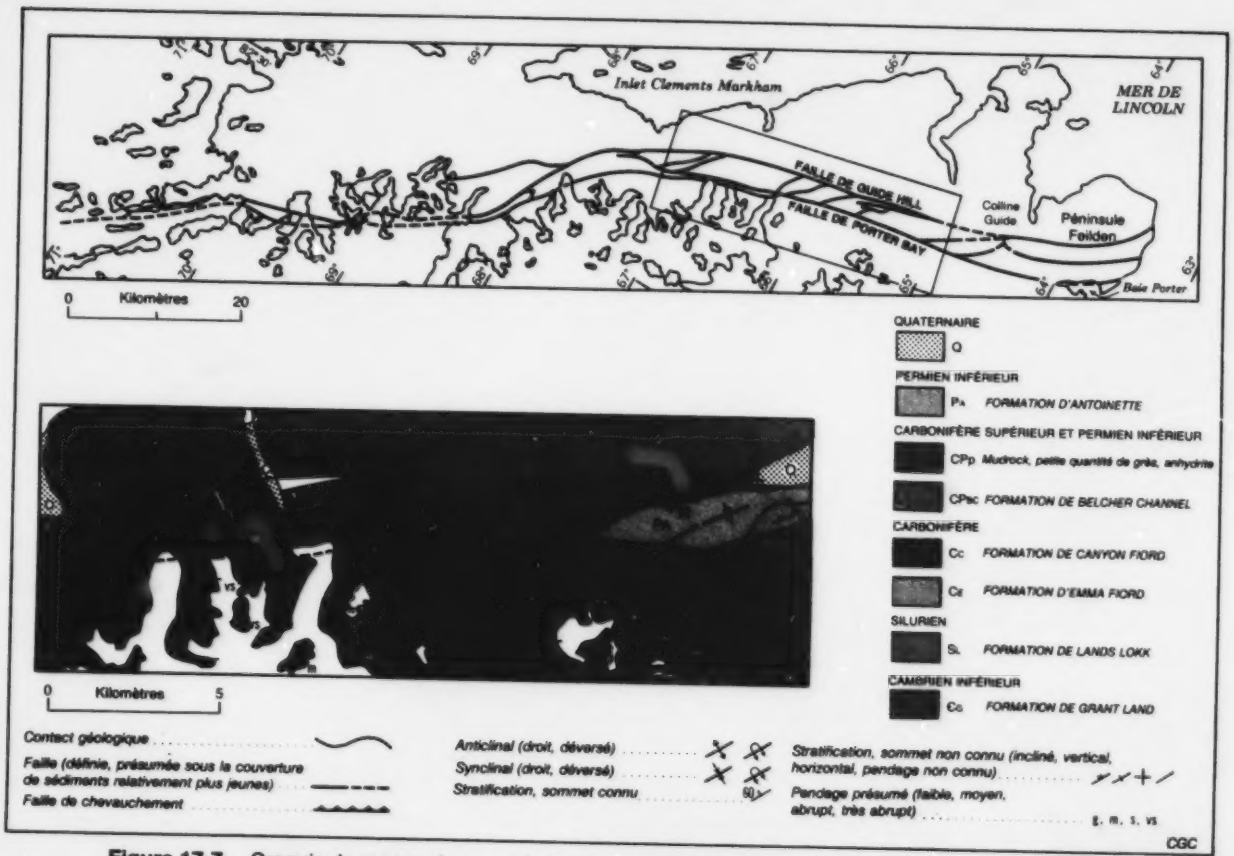


Figure 17-7. Croquis de reconnaissance de la zone de failles de Feilden (adapté de Mayr et al., 1982 et U. Mayr, communication personnelle, 1986).

centaines de kilomètres. Il est impossible d'évaluer le rejet dans le cas de la faille de Porter Bay.

Centre ouest de l'île d'Ellesmere (domaine de Central Ellesmere)

Sur la presqu'île Raanes, deux failles de chevauchement à regard sud-est (failles de Blind Fiord et de Trold Fiord) ont des composantes de rejet dextre de 8 km et de 16 km, respectivement. Ces décrochements ont été inféré à l'origine par N. Haimila (communication personnelle, 1985) à partir du rejet horizontal longitudinal sur des dykes mafiques aux caractéristiques pétrographiques distinctes et confirmé ultérieurement par des relations de faciès dans la partie supérieure du Paléozoïque (Beauchamp, 1987).

Failles normales

Des failles normales innombrables aux orientations diverses et des grabens et horsts apparentés sont trouvés dans tout l'orogène, dans les îles Axel Heiberg et d'Ellesmere (voir Thorsteinsson, 1974). Quelques-unes de ces failles, notamment celles qui sont parallèles aux structures en régime compressif de l'orogène, ont été réinterprétées comme étant des failles inverses et chevauchantes (Okulitch, 1982; Fischer, 1985). Dans de nombreux cas, seul le rejet stratigraphique relatif est connu, puisque les failles ne sont pas à découvert. Les relations cinématiques entre les failles inverses et normales sont en grande mesure inconnues. Quelques failles normales se sont peut-être formées en réponse à des contraintes dans les nappes de charriage; d'autres pourraient être des failles réactivées qui sont nées au cours de l'orogenèse ellesmérienne ou durant la formation du bassin de Sverdrup. D'autres encore pourraient être le produit d'effets distaux du rifting dans la région de la baie de Baffin. En outre, la compression dans l'orogène eurékien a probablement été suivie d'une distension générale lorsque le champ de contrainte régional a changé. Dans la seule étude détaillée des failles normales de l'orogène eurékien, Fischer (1985) a conclu que les failles normales se sont formées après le début du Crétacé tardif et qu'elles ont précédé et suivi la formation des failles inverses.

Dykes

Dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, un réseau de dykes à direction sud-est (cartographié à partir de photos aériennes) recoupe des plis et des chevauchements à direction sud-ouest qui sont composés de strates de la partie

supérieure du Paléozoïque et du Mésozoïque (voir Thorsteinsson, 1974, cartes géologiques des régions du fjord Greeley ouest et du fjord Otto). L'angle d'intersection est généralement élevé et presque 90° à certains endroits au nord du centre du fjord Hare et au sud-est de la partie aval du fjord. Les relations illustrées sur la carte portent à croire que le complexe de dykes est du même âge ou plus récent que les plis et les chevauchements, une supposition qu'il faudrait vérifier au moyen d'analyses structurales et de datations isotopiques.

FORMATION DE FAILLES DANS LE SUD-EST DE LA PLATE-FORME DE L'ARCTIQUE ET DANS LE SOULÈVEMENT DE BOOTHIA

Introduction

Des failles normales qui semblent dater de la fin du Mésozoïque au Tertiaire sont fréquentes dans la région au sud de l'orogène eurékien, mais leurs âges et leurs modes d'origine sont difficiles à déterminer. Une exception, au moins en ce qui concerne le mode d'origine, est celle des réseaux de failles trouvés à proximité de la baie de Baffin, du détroit de Jones, du détroit de Lancaster et du bassin de Foxe qui semblent être reliés au développement de la mer du Labrador et de la baie de Baffin, c'est-à-dire le bassin du Labrador décrit par Balkwill (1987). Le contrôle chronologique de ces failles est très limité, mais les diagraphies de puits et les données géophysiques indiquent que les phases combinées de formation de rift et de dérive dans le bassin du Labrador ont duré du Crétacé précoce jusqu'au début de l'Oligocène; il est raisonnable de supposer que la plupart des failles dans le sud-est de la Plate-forme de l'Arctique sont nées au cours de ce large intervalle.

Le prolongement ouest du rifting qui est relié au développement du bassin du Labrador est problématique. La datation isotopique d'une phase de magmatisme alcalin reconnue dans le sud-est de l'île Bathurst indique que le stade de distension dans le soulèvement de Boothia a eu lieu au début de l'Éocène; cette région est donc comprise dans l'analyse qui suit. En revanche, les failles du Crétacé tardif au Paléogène trouvées plus loin à l'ouest, par exemple dans l'île Banks (Miall, 1979a), sont exclues de ce compte-rendu de la déformation eurékienne parce qu'elles font partie d'un sujet différent et méconnu, soit l'évolution de la marge continentale du bassin Canada.

Outre les failles normales très répandues, des failles de décrochement ont été reconnues dans une région (le sud-est de l'île d'Ellesmere).

Failles normales

Le résumé suivant sur les failles normales porte uniquement sur des structures affleurant sur terre ferme et des structures extracôtières connues à partir d'études sismiques. Les côtes linéaires se manifestent fréquemment dans cette région, mais il est difficile de déterminer si elles sont reliées à des failles importantes (en tant qu'escarpements de faille) ou à des failles secondaires et à des fractures. Les interprétations structurales de ces côtes qui mettent l'accent sur la première possibilité sont comprises dans les synthèses de Kerr (1980, 1981).

Sud-est de l'île d'Ellesmere

Des failles normales aux directions variées font partie d'un ensemble complexe de structures dans le sud-est de l'île d'Ellesmere (Mayr et Okulitch, 1984). Les directions prédominantes des failles sont nord-ouest et est-ouest, parallèles aux principales structures de distension au large des côtes dans la baie de Baffin et le détroit de Jones. Les failles normales à direction nord-ouest-sud-est sont concentrées dans la région entre le cap South et l'inlet Makinson au sud et à l'est, et les fjords Baumann et Vendom au nord-ouest (fig. 3B, en pochette, coupes A-B et C-D). Le rejet est faible dans la plupart de ces cas, soit de l'ordre de centaines de mètres, mais le rejet stratigraphique apparent peut atteindre 2 km dans quelques grabens. Près des fjords Baumann et Vendom, certains grabens contiennent des strates déformées du Groupe d'Eureka Sound (fig. 3B, coupe C-D).

Des failles normales à direction est-ouest se présentent principalement le long de la côte sud de l'île d'Ellesmere, près du détroit de Jones. La nature des structures à l'intérieur du détroit est inconnue, mais des études géophysiques préliminaires (MacLean et al., 1984) semblent indiquer la présence de quelques failles et de strates paléozoïques et plus récentes, qui semblent s'être affaissées par rapport au socle précambrien affleurant sur les côtes adjacentes. La structure pourrait être semblable à celle qui se trouve dans le détroit de Lancaster, mais avec un rejet moindre.

Île Devon

L'île Devon est morcelée par de nombreuses failles normales à pendage abrupt dont la longueur varie de quelques centaines de mètres jusqu'à environ 100 km (Thorsteinsson et Mayr, 1987; fig.17-8). Le rejet stratigraphique peut atteindre 600 m mais est généralement de l'ordre de quelques mètres à environ 100 m. Dans les parties orientale et centrale de l'île, des failles de direction ouest à nord-ouest descendent en gradins vers le détroit de Jones au nord et le détroit de Lancaster au sud. Cette configuration des failles, alliée à une flexure ouverte ayant les mêmes directions et à un pendage régional vers l'ouest, produit une arche à plongement vers l'ouest (l'arche de Devon) dans l'est et le centre de l'île. Des failles à direction nord-est se sont produites dans les parties centrale et occidentale de l'île, et leur densité augmente vers l'ouest. Des anomalies aéromagnétiques, ainsi que des affleurements dans l'est de l'île Devon (fig. 17-9) et dans le soulèvement de Boothia, semblent indiquer que les deux familles de failles délimitent des provinces du socle à directions structurales différentes. Les strates conservées les plus récentes qui ont été touchées par la formation de failles sont les couches inférieures du Maastrichtien de la Formation d'Eureka Sound.

Détroit de Lancaster

Dans la partie est du détroit de Lancaster, deux demi-grabens contenant des sédiments mésozoïques à cénozoïques (bassin du détroit de Lancaster et bassin West) sont séparés par un relief structural à direction nord dont la marge ouest est faillée (Daae, 1983). La faille de Parry Channel, qui limite les demi-grabens au nord, a eu un rejet vertical d'au moins 7,6 km. Des horsts et des grabens secondaires sont présents à l'intérieur du bassin du détroit

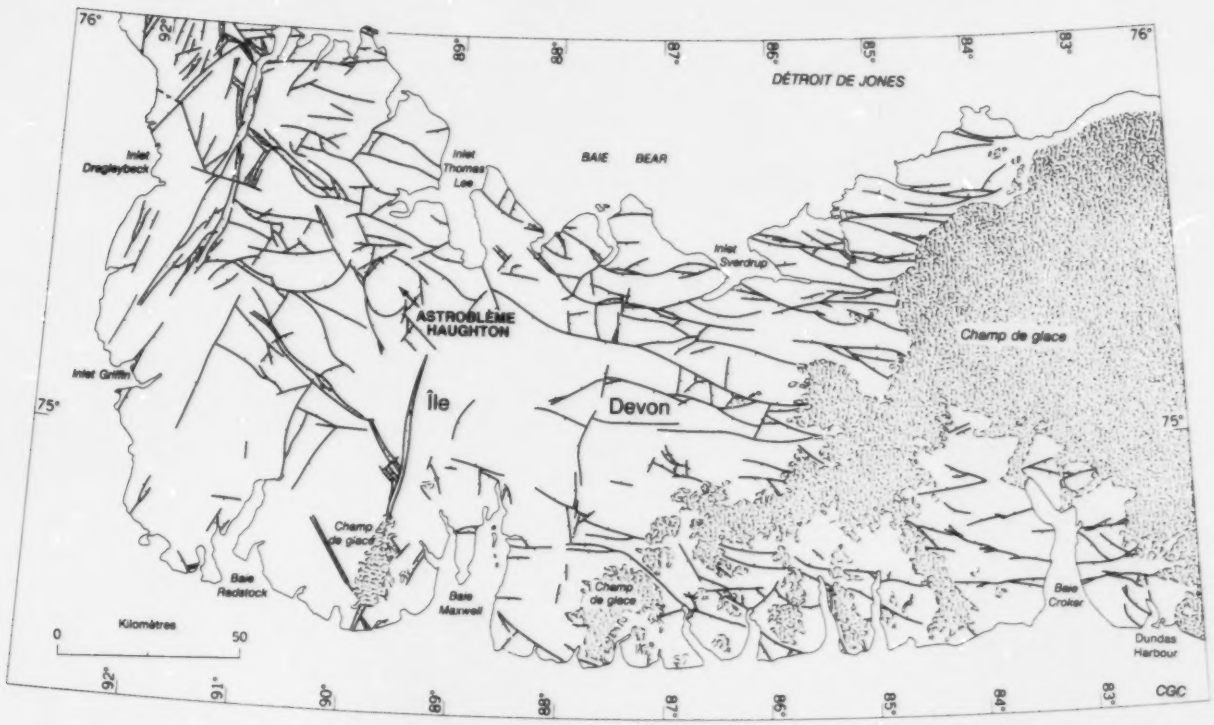


Figure 17-8. Systèmes de failles dans l'île Devon (Thorsteinsson et Mayr, 1987, fig. 82).

de Lancaster. Un socle cristallin et des strates carbonatées de la partie inférieure du Paléozoïque constituent le substratum des bassins, mais l'intervalle d'âges de la succession de couverture, dont les vitesses sismiques sont moins élevées, est incertaine. Les vitesses sismiques semblent indiquer la présence de sédiments d'âge jurassique à oligocène (Daae, 1983), tandis que l'évolution tectonique de la région et les comparaisons avec la cuvette d'Eclipse dans les îles Bylot et de Baffin (Miall et al., 1980) laissent croire que la base de la succession de couverture remonte au plus tard à la fin du Crétacé précoce (Kerr, 1980).

La chronologie du mouvement est mal définie vu l'incertitude quant à l'âge et à la composition des sédiments dans le détroit de Lancaster. Les failles limitrophes ont peut-être été actives au cours des stades de distension ou d'expansion dans la baie de Baffin, bien qu'aucun indice n'ait été trouvé de la formation de failles synsédimentaires. Dans l'affirmative, les failles ont été réactivées au Tertiaire moyen (fin de l'Oligocène et Miocène) lorsque les terranes cristallins autour de la baie de Baffin ont subi un soulèvement thermique(?) (chapitre 18).

Cuvette d'Éclipse

La cuvette d'Éclipse, qui est située dans le nord-est de l'île de Baffin et le sud-ouest de l'île Bylot, est une dépression synclinale allongée à direction nord-ouest dont les limites linéaires sont partiellement faillées. Elle contient plus de 3 km de sédiments clastiques datant de la fin du Crétacé précoce au début de l'Éocène, qui semblent s'être accumulés dans un bassin précurseur de la dépression structurale actuelle (Miall et al., 1980 et chapitre 15). Ces strates ont vraisemblablement été déformées à la toute fin de l'Oligocène et au Miocène, en même temps qu'avait lieu le soulèvement des terranes cristallins qui entourent la baie de Baffin (chapitre 18).

Dépression structurale de Foxe-Baffin et failles dans le nord-ouest de l'île de Baffin

Des failles normales limitent les strates de la partie inférieure du Paléozoïque dans le bassin Foxe et les parties adjacentes de l'île de Baffin et de la presqu'île Melville (Trettin, 1975). La dépression structurale de Foxe-Baffin, un graben large et relativement peu profond, s'étend sur 810 km dans une direction nord-est à partir du fond de la baie Frobisher, qui s'ouvre sur la mer du Labrador, jusque dans le nord-ouest de la presqu'île Melville, et atteint jusqu'à 295 km de largeur. Dans son centre, la partie structuralement la plus profonde comprend des strates siluriennes mises à découvert dans l'île Prince Charles, l'île Rowley et possiblement les îles Spicer. Le relief structural entre l'île Rowley et l'est de la presqu'île Melville est de l'ordre de 750 m. Sur la presqu'île Melville, la limite ouest du graben est une zone de failles normales de 225 km de longueur dont la direction générale est sud à sud-est, bien que la direction des failles individuelles varie considérablement (fig. 17-10).

Des demi-grabens apparentés dans le nord-ouest de l'île de Baffin, à l'est de l'inlet Admiralty, qui contiennent des strates de la partie inférieure du Paléozoïque, sont limités par des failles normales à direction nord-ouest. Ces

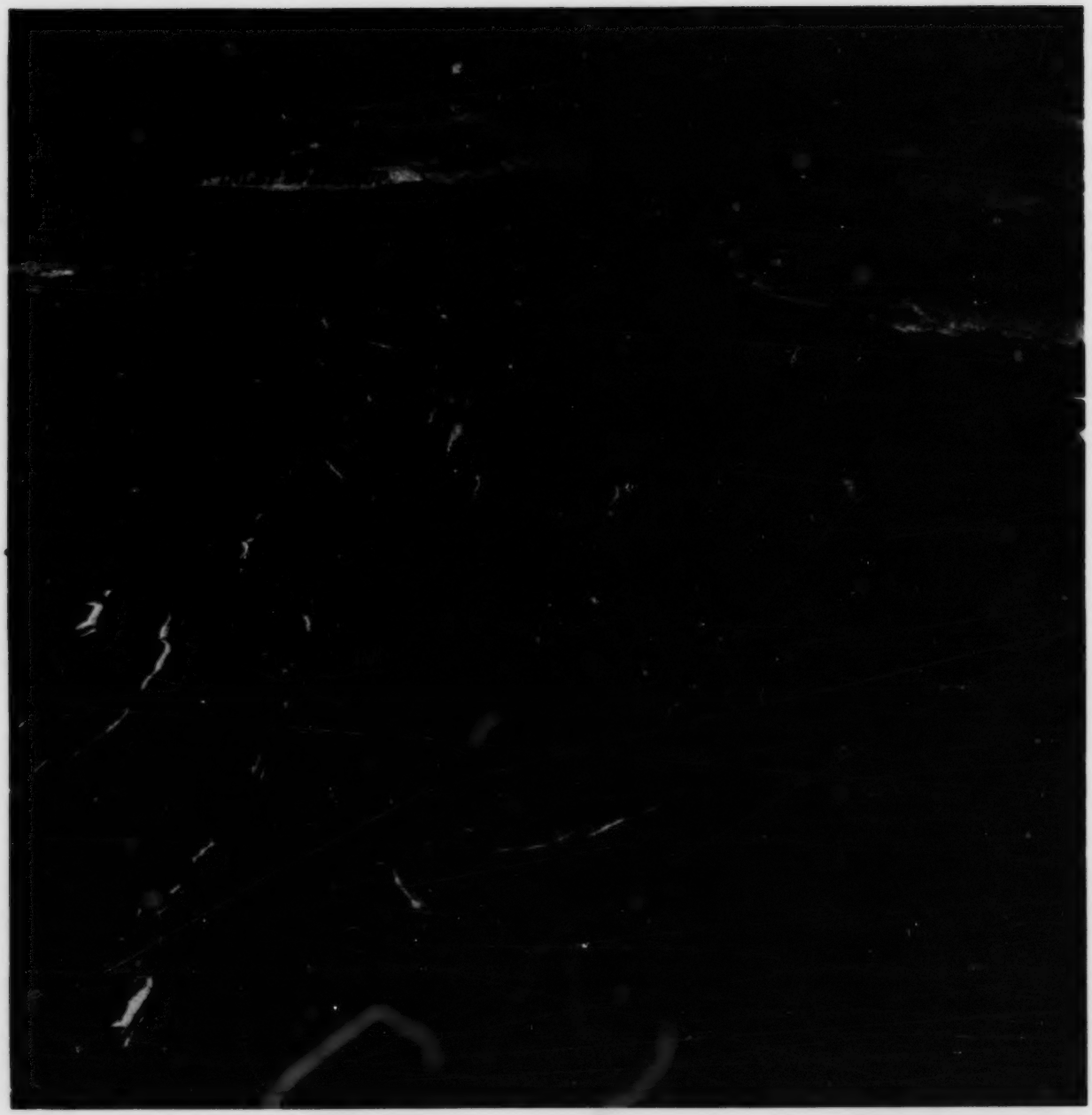


Figure 17-9. Failles à direction ouest dans le centre nord de l'île Devon, se prolongeant depuis le socle cristallin précambrien (Agn) jusque dans la couverture de la partie inférieure du Paléozoïque (€BP-RP = formations de Bear Point et de Rabbit Point, €OCF = Formation de Cass Fjord; photographie aérienne oblique T345L-38, prise en direction de l'ouest; Thorsteinsson et Mayr, 1987, fig. 83).

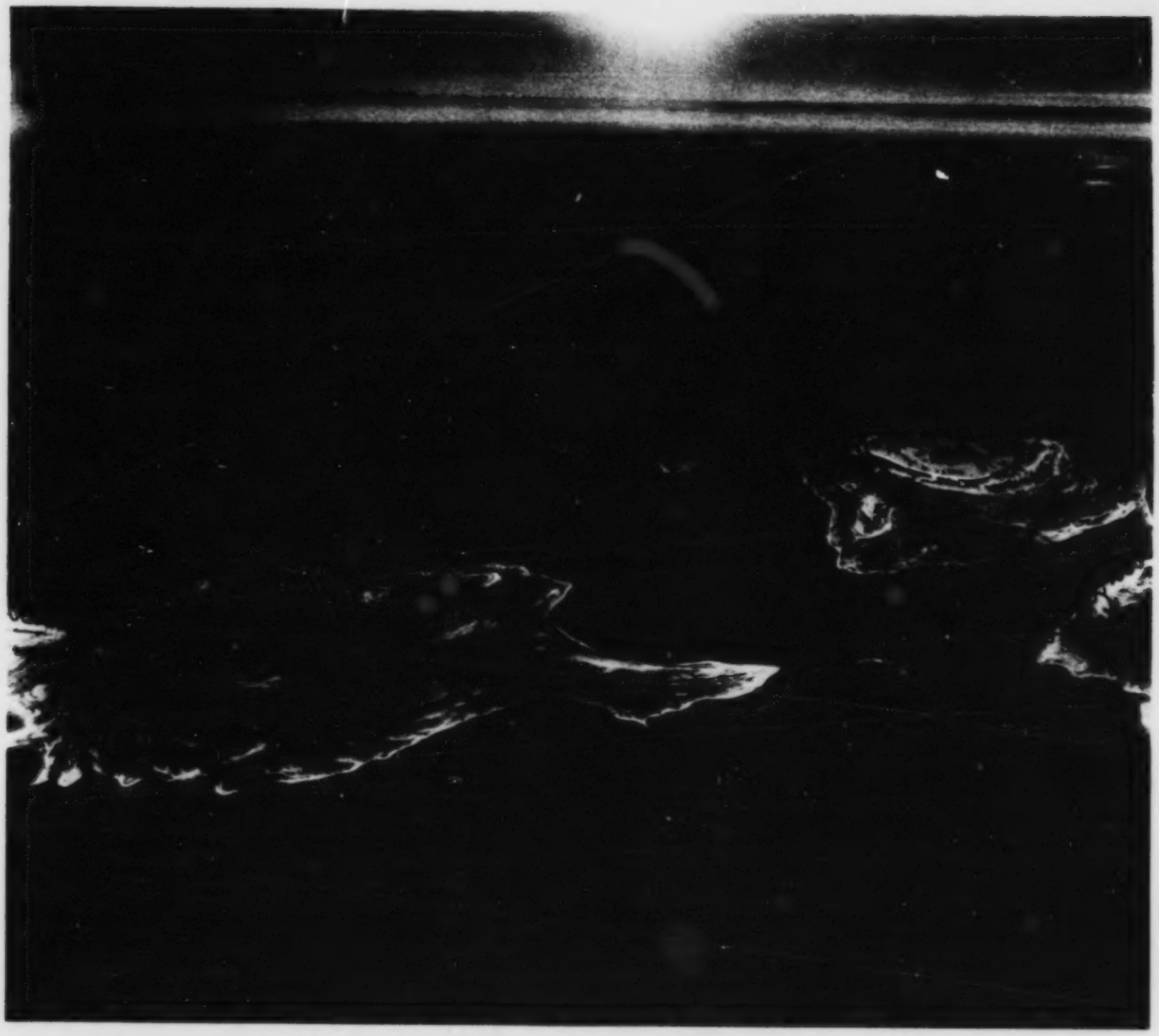


Figure 17-10. Bordure ouest de la dépression structurale de Foxe-Baffin dans la presqu'île Melville. Calcaire de l'Ordovicien supérieur (Ols) et Formation de Ship Point de l'Ordovicien inférieur à moyen (Os) en contact de faille avec le socle cristallin du Protérozoïque inférieur (Aphébien) ou un socle cristallin plus ancien (Trettin, 1975, planche 2).

failles ne se prolongent pas au-delà de l'inlet Admiralty, puisque les strates corrélatives sur la presqu'île Brodeur sont intactes.

Les indices directs révèlent seulement que les failles normales dans cette région sont postérieures au Silurien précoce. Les failles normales protérozoïques qui bordent les hauteurs de Steensby et de Devon (Jackson et Iannelli, 1978) ont pu être réactivées au cours du diastrophisme siluro-dévonien (chapitre 12C), mais elles ont plus vraisemblablement été touchées par une phase de distension au Crétacé tardif-Paléogène qui se serait produite lors de l'ouverture de la mer du Labrador et de la baie de Baffin. De nouvelles failles ont pu se former à cette époque. La dépression structurale de Foxe-Baffin est considérée comme étant analogue aux grabens du détroit de Lancaster.

Soulèvement de Boothia

Plusieurs grabens contenant des strates du Tertiaire sont conservés dans la région du soulèvement de Boothia et de la zone de plissement de Cornwallis. Le plus gros, au lac Stanwell Fletcher, dans le centre ouest de l'île Somerset, a une direction nord, parallèle au grain structural régional du Bouclier précambrien sous-jacent. Des structures semblables pourraient s'observer dans le détroit de Peel

immédiatement à l'ouest. Dans le nord de l'île Somerset, des roches tertiaires se manifestent dans un graben à direction nord-ouest. Aucun lien direct avec la distension à l'échelle régionale ou des structures plus anciennes n'est apparent, sauf que ce graben est parallèle aux directions de distension possibles des horsts et grabens protérozoïques mentionnés ci-dessus dans l'île de Baffin et pourrait être relié aux failles qui limitent le bassin de sédimentation des strates protérozoïques à la baie Aston, au sud-ouest.

Dans l'île Cornwallis et l'ouest de l'île Devon, plusieurs grabens à orientation nord-nord-ouest et nord-nord-est contiennent des strates du Tertiaire et des roches plus anciennes. Ces grabens sont probablement reliés à des structures pré-existantes du soulèvement de Boothia et de la zone de plissement de Cornwallis. D'autres formes semblables pourraient se trouver au large de la côte dans le passage Wellington, entre les îles Cornwallis et Devon, et dans le détroit de Crozier, à l'ouest de l'île Cornwallis (Kerr et Ruffman, 1979).

Failles de décrochement, mouvement dextre présumé

Des linéaments légèrement arqués à direction nord-est à nord-nord-est, le long desquels il y a eu décalage du socle et de la couverture de la partie inférieure du Paléozoïque, se prolongent du détroit de Jones jusque sous la calotte glaciaire dans le sud-est de l'île d'Ellesmere. Des plis nord-sud, des failles normales est-ouest et des «failles de détachement» à faible pendage associées spatialement à ces linéaments semblent indiquer qu'il s'est produit le long d'eux un décrochement dextre associé à une transpression et une transtension moins importantes. La détermination définitive de la direction du rejet et de sa valeur quantitative demeure impossible, mais étant donné l'uniformité générale de la stratigraphie de la plate-forme dans la région, les rejets horizontaux transverses n'ont probablement pas dépassés quelques kilomètres.

Magmatisme

Dans le sud-est de l'île Bathurst, des dykes, des filons-couches, des petits culots et des évents à agglomérat intrudent des unités du Dévonien inférieur et moyen et un bloc effondré de strates du Crétacé supérieur appartenant à la Formation d'Eureka Sound (Kerr, 1974; Mitchell et Platt, 1984). Ces roches représentent manifestement des systèmes d'alimentation menant à des laves maintenant érodées, dont les vestiges sont conservés sous la forme de clastes dans les évents volcaniques. La série a une composition bimodale et alcaline, et consiste principalement de néphélinite ou de néphélinite à larnite normative et de basanite, avec des quantités moins importantes de néphélinite à olivine et à mélilite, de phonolite et de basalte tholéiitique et alcalin. Elle présente les caractéristiques pétrologiques d'un magmatisme intraplaque associé au rifting et au bombement continental (Mitchell et Platt, 1984). Un âge isochrone Rb-Sr de 47,1 ± 4 Ma indique une mise en place à la fin de l'Éocène précoce (fin de l'Yprésien), selon l'échelle chronologique de Snelling (1987).

INTERPRÉTATION TECTONIQUE DE LA DÉFORMATION EURÉKIENNE

La déformation eurékienne est le seul événement de l'histoire de la région innuitienne qui peut être soumis à une analyse quantitative de la tectonique des plaques fondée sur les anomalies magnétiques du fond océanique. Ces anomalies semblent indiquer que la déformation eurékienne a été causée par une rotation senestrorsum (Kerr, 1967) et par une translation vers le nord-ouest du Groenland par rapport à l'Amérique du Nord, en réponse à l'expansion du fond océanique dans la mer du Labrador et les détroits adjacents. Ce concept est largement accepté (par ex., Soper et al., 1982; Peirce, 1982; Miall, 1984) puisque les deux processus sont reliés dans l'espace et le temps; aucun autre mécanisme plausible n'est connu présentement. Toutefois, quelques contradictions quantitatives entre les reconstitutions de la tectonique des plaques et les observations structurales sur terre n'ont pas encore été résolues.

Il y a un autre aspect à souligner ici. Dans tout l'orogène innuitien, les structures eurékiennes ont une direction parallèle aux structures ellesmériennes et plus anciennes, signe que ces dernières ont eu une profonde influence sur la déformation eurékienne. Cela signifie qu'il faut être prudent en interprétant les directions eurékiennes comme étant des indicateurs d'un système de contraintes contemporain.

Indices géophysiques de l'origine du bassin du Labrador

Depuis quelques années, la plupart des auteurs ont interprété la croûte de la région de la mer du Labrador et de la baie de Baffin comme étant une véritable croûte océanique produite par l'expansion du fond océanique; par contre, certains la considère comme étant une croûte continentale atténuée. Cette question est importante dans le contexte actuel, car la première solution implique un angle de rotation du Groenland considérablement plus grand que la seconde.

La mer du Labrador possède une croûte océanique, comme le montrent non seulement les anomalies magnétiques jumelées bien développées, mais aussi les indices de l'existence d'une dorsale médio-océanique éteinte comportant une vallée médiane limitée par des failles; la dorsale est reconnaissable dans une coupe sismique transversale et est délimitée par une anomalie gravimétrique négative (Hinz et al., 1979; Srivastava et al., 1981).

Le détroit de Davis est dépourvu d'anomalies magnétiques pouvant être mises en corrélation avec les anomalies du fond océanique (Srivastava et al., 1982). Dans le centre du détroit, le manteau (vitesse sismique: 8,5 km/s) est sous-jacent à une croûte de 18 km d'épaisseur (6,2 km/s), sur laquelle repose une couche de 2 km d'épaisseur dans laquelle les vitesses atteignent 4,2 à 4,8 km/s. Cette région diffère des croûtes océanique et continentale caractéristiques. Certains auteurs (Keen et al., 1974; Hyndman, 1975) l'interprètent comme étant un point chaud éteint, comparable à la dorsale d'Islande-Féroé; d'autres (Srivastava et al., 1982; Menzies, 1982) la considère comme un mélange de roches océaniques et continentales. Par exemple, une hauteur structurale à direction nord-est qui est limitée par des failles semble être un fragment de la plate-forme continentale de Baffin.

Dans la baie de Baffin, les sédiments (vitesses sismiques: 2,0 à 4,2 km/s) reposent sur une croûte (5,0 à 7,0 km/s) qui représente vraisemblablement les couches 2 et 3 de la croûte océanique non différenciée (Keen et al., 1974; Jackson et al., 1979; Srivastava et al., 1981). La couche 2, si elle est présente, est soit trop mince pour être reconnue (moins de 2 km), soit masquée par des sédiments à vitesse sismique élevée. L'épaisseur de la couche crustale principale (6,5 à 7,0 km/s) varie de 4 à 7 km. L'existence d'une vallée médiane profondément enfouie, analogue à celle qui se trouve dans la mer du Labrador mais plus petite, a été inférée à partir d'une anomalie gravimétrique. Elle est flanquée d'anomalies magnétiques faibles qui rappellent les anomalies 24-13 (Jackson et al., 1979). Dans l'ensemble, la croûte de la baie de Baffin a des caractéristiques plus océaniques que continentales (Keen et Peirce, 1982), mais elle diffère d'une croûte océanique normale par sa minceur, par l'absence d'anomalies magnétiques bien définies et par l'absence possible de la couche 2.

Reconstitutions de la tectonique des plaques fondées sur des anomalies magnétiques

Des études intégrées gérées par ordinateur des anomalies magnétiques jumelées dans la mer du Labrador, l'Atlantique Nord et l'est de l'océan Arctique indiquent que l'expansion du fond océanique s'est étendue à partir des zones plus méridionales de l'Atlantique Nord jusque dans la mer du Labrador au Crétacé tardif, vraisemblablement au Campanien (anomalie 34); cette conclusion est appuyée par l'interprétation sédimentologique et tectonique des données de la subsurface de la plate-forme continentale du Labrador (Balkwill, 1987). Le Groenland était alors relié à l'Eurasie. Les anomalies 34-25 (du Campanien à la fin du Paléocène) sont presque parallèles à la côte actuelle de la mer du Labrador; toutefois, une réorganisation importante des modèles d'expansion s'est produite près de la limite entre le Paléocène et l'Éocène. Une jonction triple s'est formée au sud du Groenland, le Groenland s'est séparé de l'Eurasie, et les anomalies dans la mer du Labrador se sont orientées plus vers le nord-ouest, formant un angle aigu avec la côte actuelle. L'expansion du fond océanique dans la mer du Labrador semble avoir pris fin au cours de l'Oligocène précoce avec l'anomalie 13.

Si l'on accepte l'idée de l'expansion du fond océanique dans la région de l'Atlantique et de la mer du Labrador, des contraintes d'ordre géométrique exigent que ce processus ait eu lieu également dans le détroit de Davis et la baie de Baffin; des modèles d'expansion plausibles pour cette région ont été mis au point (Srivastava et al., 1982; Menzies, 1982). Un simple rifting dans la baie de Baffin nécessiterait un degré inhabituel d'atténuation de la croûte (Keen et Peirce, 1982). Cependant, la continuité des éléments cratoniques et des strates de plate-forme à travers le détroit de Nares démontre que le Groenland ne s'est pas complètement détaché de l'Amérique du Nord et ne semble pas avoir formé une plaque séparée.

Dans les reconstitutions classiques fondées sur des anomalies magnétiques, les plaques sont traitées comme des corps rigides, une exigence géométrique plutôt que géologique. La plupart de ces reconstitutions ont traité le Groenland et l'Amérique du Nord comme des plaques séparées et ont placé la limite de ces plaques dans le détroit

Figure 17-11. Déplacements inférés du Groenland par rapport à l'île d'Ellesmere (tirés de Srivastava, 1985, fig. 9 et communication personnelle, 1986). Les chiffres correspondent à des anomalies magnétiques.

de Nares. Ces suppositions ont permis de conclure qu'une vaste ouverture a séparé le Groenland de l'île d'Ellesmere au Crétacé; cette ouverture se serait progressivement fermée au début du Tertiaire. De telles reconstitutions sont toutefois inacceptables d'un point de vue géologique, car elles limitent la déformation au détroit de Nares et n'expliquent pas la déformation sur terre. Si l'orogène eurékien est interprété comme étant le résultat des mouvements du Groenland par rapport à l'Amérique du Nord arctique, il pourrait donc être considéré comme la zone tampon non rigide entre deux plaques plus ou moins rigides; en revanche, il serait peut-être préférable de le considérer comme étant un orogène intracratonique s'étant produit à l'intérieur d'une seule plaque (Amérique du Nord-Groenland). Les reconstitutions paléogéographiques fondées sur un tel modèle doivent rétablir (étirer) la configuration géographique au sein de l'orogène eurékien pour le Crétacé et avant et, par conséquent, fermer l'ouverture artificielle entre le Groenland et l'île d'Ellesmere. Le problème du degré de rigidité de la plaque cratonique est analysé ci-dessous.

La reconstitution d'une plaque rigide établie par Srivastava (1985, fig. 17-11) montre des trajectoires calculées pour deux points dans le nord-ouest du Groenland. Ces trajectoires sont valides, dans une certaine mesure, en

tant qu'indicateurs des mouvements ayant causé l'orogenèse eurékienne, si elles sont dissociées de la base paléogéographique et de la supposition d'une rigidité de la plaque (voir Srivastava et Falconer, 1982). Les mouvements théoriques de la plaque et les effets structuraux présumés peuvent être résumés de la manière suivante (voir Srivastava, 1985, tableau 3).

L'anomalie 34-25 (du début du Campanien au Paléocène tardif): les mouvements du Groenland (par rapport à l'Amérique du Nord mais pas nécessairement à l'île d'Ellesmere) pendant cet intervalle ne sont identifiés que par des données éparses provenant du sud de la mer du Labrador et ne peuvent pas être quantifiés avec confiance. L'expansion du fond océanique dans la mer du Labrador suppose une rotation senestrorsum du Groenland qui a produit une compression dans l'archipel arctique, peut-être avec une composante de décrochement sénestre dans l'orogène ou le détroit de Nares ou les deux.

L'anomalie 25-21 (du Paléocène tardif au milieu de l'Éocène): à partir de l'anomalie 25, les déductions sur les mouvements des plaques étant fondées sur des observations dans la mer du Labrador ainsi que dans la mer de Norvège-Groenland et la mer de Norvège, font qu'elles sont par conséquent relativement précises. Un mouvement oblique du Groenland pendant cet intervalle peut être résolu géométriquement en deux composantes, un déplacement d'environ 125 km, parallèle au détroit de Nares, dû à un décrochement horizontal sénestre, et une compression de 90 km perpendiculaire au détroit. La plus grande partie du décrochement présumé a eu lieu à l'époque de l'anomalie 25-24 (de la toute fin du Paléocène au tout début de l'Éocène).

L'anomalie 21-13 (de l'Éocène moyen à l'Oligocène précoce): un mouvement présumé d'environ 100 km, perpendiculaire au détroit de Nares, a produit une compression.

Les reconstitutions fondées sur les anomalies magnétiques sont généralement compatibles avec les conclusions géologiques antérieures, mais elles les complètent ou les contredisent de façon suivante:

(1) Les anomalies démontrent que les mouvements des plaques se sont produits du Crétacé tardif au début de l'Oligocène. Tous les mouvements postérieurs à l'époque de l'anomalie 13 ne sont donc probablement pas des compressions mais plutôt des ajustements isostatiques à l'épaississement de la croûte.

(2) Des indices géologiques provenant de la partie est de l'île Axel Heiberg (Ricketts et McIntyre, 1986) semblent indiquer que les mouvements de compression ayant eu lieu du Crétacé tardif au milieu de l'Éocène ont été peu importants comparativement à la compression survenue à l'Éocène moyen et après, alors que les indices magnétiques indiquent un raccourcissement plus important d'origine antérieure à l'Éocène moyen. Si les indices magnétiques sont fiables, un mouvement de compression très accentué se serait donc produit ailleurs dans l'orogène eurékien avant l'Éocène moyen. Tel que mentionné ailleurs, afin de pouvoir résoudre ce problème, il faudra obtenir de meilleures datations sur les conglomérats syntectoniques de la Formation d'Eureka Sound.

(3) Il n'existe sur le terrain aucun indice sûr quant à l'âge du décrochement horizontal probable dans le détroit de Nares. Les trajectoires actuelles semblent indiquer qu'il se soit produit principalement de la toute fin du Paléocène jusqu'au début de l'Éocène (anomalie 25-24).

(4) Selon les trajectoires calculées, la convergence totale entre le Groenland et l'île d'Ellesmere est de l'ordre de 200 km. Cette valeur est semblable à la limite supérieure des estimations du raccourcissement crustal dans l'orogène eurékien.

(5) L'estimation du décrochement horizontal sénestre obtenue à partir des trajectoires (125 km à l'époque de l'anomalie 25-21 plus un montant incertain à l'époque de l'anomalie 34-25) dépasse les évaluations antérieures obtenues sur le terrain du décrochement horizontal possible dans le détroit de Nares (voir ci-dessus) et pose un problème important qui a fait l'objet de discussions (voir Dawes et Kerr, 1982a). Afin de résoudre cet écart, on a tenté soit d'augmenter les évaluations de la translation sénestre survenue au sein de l'orogène eurékien (y compris le détroit de Nares), soit de réduire l'importance du décrochement théoriquement nécessaire en remettant en cause la rigidité proposée des deux parties de la plaque cratonique.

Trois méthodes ont été utilisées pour changer les estimations de la translation sénestre. La première a été la révision des données relatives à un décrochement possible qui se serait produit le long du détroit de Nares mais, tel que déjà mentionné, la limite supérieure pour ces estimations est d'environ 50 km. La deuxième méthode est l'hypothèse selon laquelle le décrochement est distribué dans une vaste zone de cisaillement sénestre dans le socle précambrien (Hugon, 1983). Cette hypothèse est partiellement contredite par les indices d'un cisaillement dextre dans le socle cristallin dans le sud-est de l'île d'Ellesmere (Okulitch et Mayr, 1984). Une troisième solution propose que le décrochement sénestre n'est pas confiné au socle cristallin, mais qu'il se prolonge dans la couverture et qu'il est distribué dans tout l'orogène eurékien, en particulier dans la zone de plissement de Central Ellesmere (Miall, 1984). Sauf pour certaines régions immédiatement adjacentes au détroit de Nares (le promontoire Judge Daly, la baie Carl Ritter et la péninsule Dobbin) où le décrochement a peut-être atteint 20 à 30 km (Mayr et de Vries, 1982), aucun indice d'un mouvement de ce genre n'a encore été trouvé.

En revanche, l'estimation du décrochement peut être réduite si l'on accepte que le craton nord-américain et peut-être aussi le craton groenlandais n'étaient pas complètement rigides (voir Srivastava et Falconer, 1982). Les trajectoires calculées par Srivastava (1985) décrivent le mouvement du Groenland par rapport à l'Amérique du Nord, mais peuvent être comparées à l'île d'Ellesmere seulement si cette dernière était stationnaire par rapport au craton nord-américain. Cependant, l'existence d'un vaste essaim de failles normales dans le sud de l'île d'Ellesmere et dans le détroit de Jones, l'île Devon, le détroit de Lancaster, l'île de Baffin et le détroit d'Hudson, la plupart desquelles datent certainement ou probablement du Crétacé-Tertiaire, semble indiquer que le rifting a touché l'ensemble de cette zone immense (Rice et Shade, 1982). Cette distension est vraisemblablement la conséquence d'un mouvement vers le nord de la bordure nord-est de l'Amérique du Nord. Au moins 10 km de distension peuvent être reconnus dans le sud de l'île d'Ellesmere et dans les détroits de Jones et de Lancaster. Le déplacement net de la partie de l'île d'Ellesmere qui est adjacente au détroit de

Nares peut être de l'ordre de 30 à 50 km (3 à 5 % de distension). Ces estimations provisoires, ajoutées à celles du décrochement sénestre dans la région du détroit de Nares et du centre est de l'île d'Ellesmere (40 à 80 km), sont à peu près égales aux estimations conservatrices établies à partir de données géophysiques (125 à 190 km).

Le décrochement (et le raccourcissement compressif) théoriquement nécessaire pourrait aussi être moins considérable si une partie de l'expansion du fond océanique dans la mer du Labrador et la baie de Baffin s'exprimait par un décrochement au Groenland (Beh, 1975). Or, cette solution n'a généralement pas été acceptée, car aucune faille transversale importante du Crétacé tardif ou du Tertiaire n'a été observée du côté est du Groenland.

Signification des mouvements dextres

Les failles de décrochement dextres dans le sud-est de l'île d'Ellesmere ont été interprétées (Okulitch et Mayr, 1984) comme étant reliées au stade de distension dans la baie de Baffin (fig. 17-12). Ce rifting peut avoir produit, dans la croûte continentale, une configuration de failles analogue aux centres d'expansion et aux failles transformantes de la croûte océanique. Dans cette région, des grabens et des failles normales (rifts) à direction nord-ouest sont coupés par des failles dextres (transformantes) à direction nord-est. Le sens du déplacement suppose que l'axe du rifting dans la baie de Baffin émerge sur l'île d'Ellesmere au nord-est de la région étudiée, peut-être à proximité de l'inlet Makinson. Le déplacement sénestre, prévu par ce modèle au nord-est de l'axe du rift, est reconnu dans la région du détroit de Nares (voir ci-dessus).

Beaucoup plus de données structurales sont nécessaires avant de pouvoir interpréter avec certitude les mouvements dextres présumés dans les parties orientales de l'orogène eurékien. Une explication possible, découlant de la relation angulaire entre les failles ellesmériennes et plus anciennes et la contrainte créée par la rotation du Groenland (voir la fig. 19-9), fait l'objet d'une courte analyse dans la conclusion de ce chapitre.

Indices paléomagnétiques de la rotation

Des mesures effectuées dans la Formation d'Esayoo du Permien inférieur à deux endroits dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere ont indiqué une rotation en sens senestrorsum de 36° ± 8° par rapport à l'Amérique du Nord stable (Wynne et al., 1983). Des données combinées provenant des formations d'Isachsen et de Strand Fiord à plusieurs endroits dans le centre et le nord de l'île Axel Heiberg indiquent une rotation en sens senestrorsum de 33° ± 29° (Wynne et al., sous presse). Dans les deux cas, la paléolatitude inférée coïncide avec la paléolatitude prévue, dans les limites de confiance. Les résultats de l'île Axel Heiberg coïncident, dans les limites de confiance très larges déjà établies, avec la rotation en sens senestrorsum du Groenland prévue à partir des bandes magnétiques (environ 11°), mais ils indiquent un angle de rotation beaucoup plus grand lorsqu'ils sont calculés à partir de la valeur nominale. La cause de cet écart apparent n'est pas évidente.

Sommaire du modèle de tectonique des plaques et répercussions structurales

Tout au long de la période à l'étude, l'archipel arctique et le Groenland formaient essentiellement une seule plaque composée de deux éléments aux propriétés mécaniques différentes: le Bouclier relativement rigide au sud et au sud-est, et les parties relativement flexibles de l'orogène innuitien qui reposent sur une croûte océanique ou sur des parties amincies et disloquées du Bouclier.

Après le stade de distension initial, il y a eu expansion du fond océanique dans le bassin du Labrador à compter du début du Crétacé tardif jusqu'au tout début de l'Oligocène, phénomène qui a entraîné la rotation et la translation vers le nord-est du Bouclier précambrien du Groenland par rapport à l'Amérique du Nord. La contrainte engendrée par les phases initiales de la rotation doit avoir été absorbée dans la région du Groenland ou de l'Atlantique Nord. Les phases ultérieures ont produit une compression principalement dans les parties de l'orogène innuitien qui se sont formées à l'extérieur de l'ensemble du Bouclier.

Les répercussions structurales les plus importantes du modèle de rotation sont les suivantes:

(1) Si le massif rocheux touché par la compression de rotation avait été de nature isotropique, il y aurait eu développement d'un faisceau de plis ou de failles inverses en forme d'éventail rayonnant à partir du pivot: ce genre de modèle ne se développe que de façon très imparfaite, ce que l'on attribue à l'anisotropie créée par des déformations antérieures. L'obliquité entre la contrainte de rotation et les structures pré-existantes devrait se traduire par des décrochements dextres dans l'île d'Ellesmere (voir la fig. 17-11). Il faudra entreprendre beaucoup plus de travaux sur le terrain avant de pouvoir déterminer si ce genre de décrochement se rencontre fréquemment ou non, mais il a été confirmé dans quelques régions.

(2) Le modèle de rotation suppose que la valeur absolue du raccourcissement dans une direction concentrique (circulaire) augmente proportionellement avec l'éloignement du pivot alors que le pourcentage du raccourcissement demeure constant. Cependant, ce modèle n'exige pas que le pourcentage de raccourcissement soit uniforme dans un sens concentrique autour du secteur touché de 110 à 120°. En fait, il semble décroître dans un sens senestrorsum et la majeure partie est probablement concentrée à peu près dans le 65° nord-est du secteur. En supposant une compression de rotation d'environ 11°, dont 90 % est absorbée dans un secteur de 65°, la valeur du raccourcissement (dans un sens circulaire) serait de 15 %.

(3) Le modèle actuel suppose que le raccourcissement s'étend verticalement dans toute la lithosphère de l'orogène bien qu'une déformation de couverture se soit produite le long de la marge sud-est. À l'heure actuelle, il n'existe aucune coupe profonde de la croûte démontrant au juste comment cela se serait produit, mais les mécanismes suivants ont certainement ou probablement fonctionné à différentes profondeurs:

(a) Un mouvement le long des failles de chevauchement n'affectant que la couverture (avec des plis associés) au-dessus de certains niveaux stratigraphiques de décollement (voir Ricketts, 1987). Des décollements bien connus sont associés à des évaporites

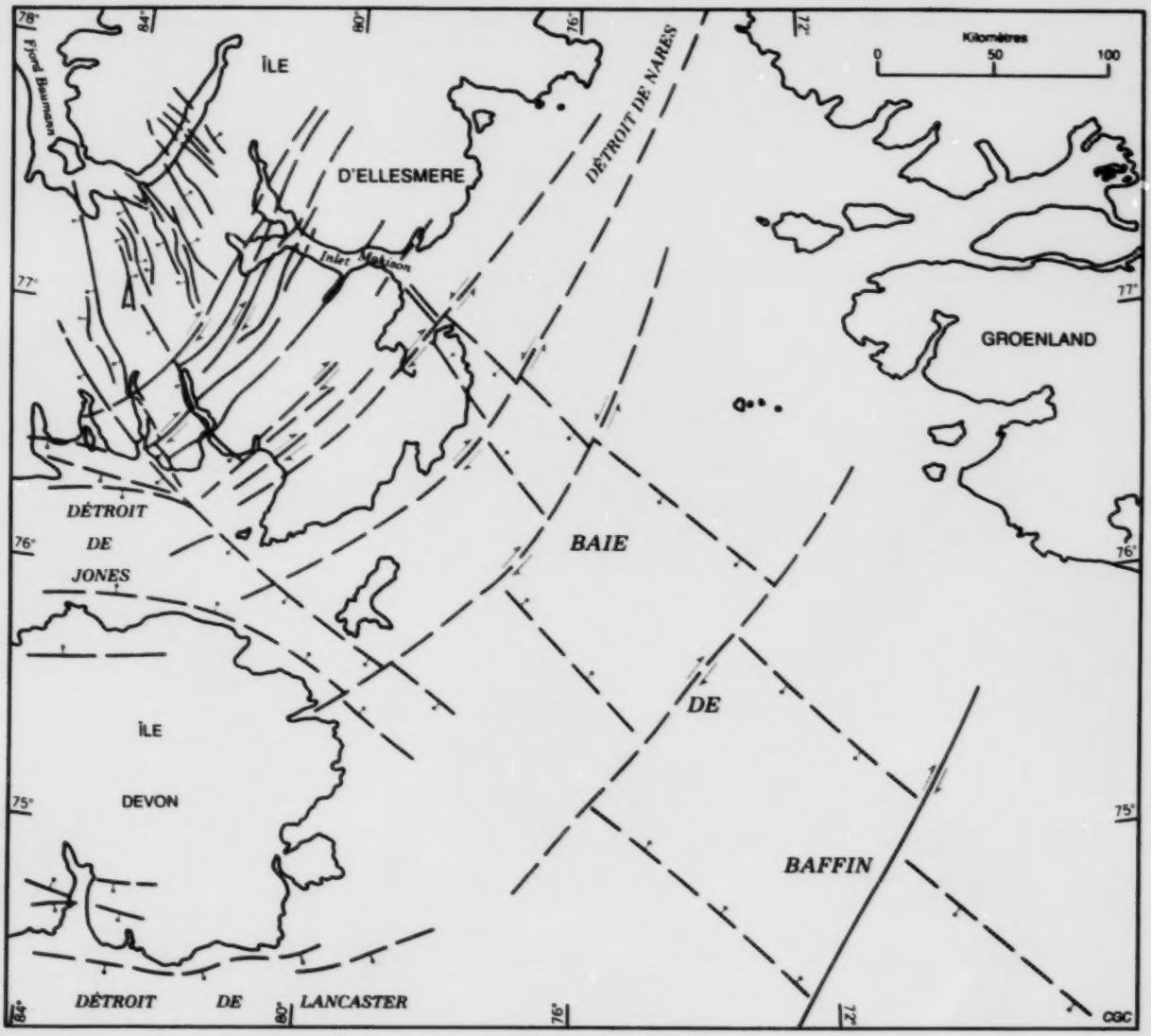


Figure 17-12. Failles transformantes dextres et sénestres associées au centre d'expansion de la baie de Baffin. Des structures dans le sud-est de l'île d'Ellesmere ont été relevées; toutes les structures au large des côtes sont fondées sur des inférences ou des hypothèses. Les structures dans la baie de Baffin sont schématiques, à partir de celles établies par Srivastava et Tapscott (1986, planche 10).

carbonifères et ordoviciennes (formations d'Otto Fiord, de Bay Fiord et de Baumann Fiord); d'autres sont probablement présents au sein d'unités incompétentes de la partie inférieure du Paléozoïque (par ex., la Formation de Hazen) et du Protérozoïque.

(b) Un mouvement inverse postérieur à un mouvement normal, le long des failles listriques qui se sont formées au cours des phases de distension ayant eu lieu du Carbonifère au Crétacé (Balkwill, 1983, p. 75). Un bon exemple est la faille de Mitchell Point, qui a été le site d'une distension au début du Crétacé tardif et d'un mouvement inverse à la toute fin du Crétacé ou au Paléogène. La zone de failles de Lake Hazen, qui se trouve à proximité de la marge sud-est du bassin de Sverdrup, peut aussi avoir pris naissance sous la forme d'une zone de failles normales. Ces failles peuvent atteindre des profondeurs de 6 à 10 km avant de s'aplanir.

(c) Un écoulement ductile, accompagné d'une mylonisation et d'un métamorphisme, survenu à des niveaux lithosphériques profonds qui ne sont pas exposés et qui n'ont pas été pénétrés par des puits.

(4) Les relations avec le bassin de l'océan Arctique sont inconnues mais deux effets différents peuvent être

envisagés: l'expulsion de certaines parties du domaine des îles Sverdrup dans cette région, et la formation de failles transformantes dextres le long de la marge continentale, ou les deux.

RÉFÉRENCES

Balkwill, H.R.
1974: Structure and tectonics of Cornwall Arch, Amund Ringnes and Cornwall Islands, Arctic Archipelago; in Proceedings of the Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.); Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 39-62.
1978: Evolution of Sverdrup Basin, Arctic Canada; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin; v. 62, p. 1004-1028.
1983: Geology of Amund Ringnes, Cornwall, and Haig-Thomas islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 390, 76 p.
1987: Labrador Basin: structural and stratigraphic style; in Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms, C. Beaumont and A.J. Tankard (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 17-43.

Balkwill, H.R. and Bustin, R.M.
1975: Stratigraphic and structural studies, central Ellesmere Island and eastern Axel Heiberg Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 513-517.
1980: Late Phanerozoic structures, Canadian Arctic Archipelago; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 30, p. 219-227.

Beauchamp, B.
1987: Stratigraphy and facies analysis of the Upper Carboniferous to Lower Permian Canyon Fiord, Belcher Channel and Nansen formations, southwestern Ellesmere Island; unpublished Ph.D. thesis, Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, Calgary, Alberta, 370 p.

Beh, R.L.
1975: Evolution and geology of western Baffin Bay and Davis Strait, Canada; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 453-476.

Berkel, J.T. van, Hugon, H., Schwerdtner, W.M., and Bouchez, J.L.
1983: Study of anticlines, faults and diapirs in the Central Eureka Sound Fold Belt, Canadian Arctic Islands: preliminary results; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 109-116.

Berkel, J.T. van, Schwerdtner, W.M., and Torrance, J.G.
1984: Wall-and-basin structure: an intriguing tectonic prototype in the central Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 343-358.

Bustin, R.M.
1982: Beaufort Formation, eastern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 30, p. 140-149.

Daae, H.D.
1983: The geological history and evaluation of the Lancaster Sound, N.W.T. with specific reference to the Dundas structure; Joint Consolidex Magnorth Oakwood Lancaster Sound Venture, Resource Management Plan Support Document 1 (unpublished), 25 p.

Dawes, P.R. and Kerr, J.W. (ed.)
1982a: Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics; Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, 392 p.
1982b: The case against major displacement along Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 369-386.

Fischer, B.F.G.
1985: The geology of the area surrounding Bunde and Bukken fiords, northwestern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago; unpublished M.Sc. thesis, Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, Calgary, Alberta, 114 p.

Gould, D.B. and de Mille, G.
1964: Piercement structures in the Arctic Islands; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 12, p. 719-753.

Harrison, J.C., Embry, A.F., and Poulton, T.P.
1988: Field observations on the structural and depositional history of Prince Patrick Island and adjacent areas, Canadian Arctic Islands; in Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 88-1D, p. 41-49.

Higgins, A.K. and Soper, N.J.
1983: The Lake Hazen fault zone: a transpressional upthrust?; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 215-221.

Hinz, K., Schlüter, H-U., Grant, A.C., Srivastava, S.P., Umpleby, D., and Woodside, J.
1979: Geophysical transects of the Labrador Sea: Labrador to southwest Greenland; Tectonophysics, v. 59, p. 151-183.

Hood, P.J., Bower, M.E., Hardwick, C.D., and Teskey, D.J.
1985: Direct geophysical evidence for displacement along Nares Strait (Canada-Greenland) from low-level aeromagnetic data: a progress report; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 517-522.

Hugon, H.
1983: Ellesmere-Greenland Fold Belt: structural evidence for left-lateral shearing; Tectonophysics, v. 100, p. 215-225.

Hyndman, R.D.
1975: Marginal basins of the Labrador Sea and the Davis Strait hot spot; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1041-1045.

Jackson, G.D., Davidson, A., and Morgan, W.C.
1975: Geology of the Pond Inlet map-area, Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 74-25, 33 p.

Jackson, G.D. and Ianelli, T.R.
1981: Rift-related cyclic sedimentation in the Neohelikian Borden Basin, northern Baffin Island; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 269-302.

Jackson, H.R., Keen, C.E., Falconer, R.K.H., and Appleton, K.P.
1979: New geophysical evidence for sea-floor spreading in central Baffin Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 2122-2135.

Keen, C.E., Keen, M.J., Ross, D.I., and Lack, M.
1974: Baffin Bay: small ocean basin formed by sea-floor spreading; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 1089-1108.

Keen, C.E. and Peirce, J.W.
1982: The geophysical implications of minimal Tertiary motion along Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 327-337.

Kerr, J.W.
1967: Nares submarine rift valley and the relative rotation of north Greenland; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 15, p. 483-520.
1974: Geology of the Bathurst Island Group and Byam Martin Island, Arctic Canada (Operation Bathurst Island); Geological Survey of Canada, Memoir 378, 152 p.
1977: Cornwallis Fold Belt and the mechanism of basement uplift; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1374-1401.
1980: Structural framework of Lancaster Aulacogen, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 319, 24 p.
1981: Evolution of the Canadian Arctic Islands: a transition between the Atlantic and Arctic oceans; in The Ocean Basins and Margins, v. 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (ed.); Plenum Press, New York and London, p. 105-199.

Kerr, J. W. and Ruffman, A.
1979: The Crozier Strait fault zone, Arctic Archipelago, Northwest Territories, Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 27, p. 39-52.

MacLean, B., Woodside, J.M., and Girouard, P.
1984: Geological and geophysical investigations in Jones Sound, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 359-365.

Mayr, U. and de Vries, C.D.S.
1982: Reconnaissance of Tertiary structures along Nares Strait, Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 167-175.

Mayr, U. and Okulitch, A.V.
1984: Geological maps (1:125 000) of North Kent Island and southern Ellesmere Island; Geological Survey of Canada, Open File 1036.

Mayr, U., Trettin, H.P., and Embry, A.F.
1982: Preliminary geological map and notes, Clements Markham Inlet and Robeson Channel map-areas, District of Franklin (NTS 120E, F, G); Geological Survey of Canada, Open File 833, 40 p.

Menzies, A.W.
1982: Crustal history and basin development of Baffin Bay; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 295-312.

Miall, A.D.
1979a: Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: the history of an unstable cratonic margin; Geological Survey of Canada, Memoir 387, 235 p.
1979b: Tertiary fluvial sediments in the Lake Hazen intermontane basin; Geological Survey of Canada, Paper 79-9, 25 p.
1983: The Nares Strait problem: a re-evaluation of the geological evidence in terms of a diffuse oblique-slip plate boundary between Greenland and the Canadian Arctic Islands; Tectonophysics, v. 100, p. 227-239.
1984: Sedimentation and tectonics of a diffuse plate boundary: the Canadian Arctic Islands from 80 Ma B.P. to the present; Tectonophysics, v. 107, p. 261-277.
1986: The Eureka Sound Group (Upper Cretaceous – Oligocene), Canadian Arctic Islands; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, p. 240-270.

Miall, A.D., Balkwill, H.R., and Hopkins, W.S., Jr.
1980: Cretaceous and Tertiary sediments of Eclipse Trough, Bylot Island area, Arctic Canada, and their regional setting; Geological Survey of Canada, Paper 79-23, 20 p.

Mitchell, R.H. and Platt, R.G.
1984: The Freemans Cove volcanic suite: field relations, petrochemistry, and tectonic setting of nephelite – basanite volcanism associated with rifting in the Canadian Arctic Archipelago; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 428-436.

Ogawa, Y., Horiuchi, K., Taniguchi, H., and Naka, J.
1985: Collision of the Izu Arc with Honshu and the effects of oblique subduction in the Miura – Boso Peninsulas; Tectonophysics, v. 119, p. 349-379.

Okulitch, A.V.
1982: Preliminary structure sections, southern Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 55-62.

Okulitch, A.V. and Mayr, U.
1984: Compressive and extensional tectonics near dextral continental transform faults within the Arctic Platform, southeastern Ellesmere Island, Canada (abstract); in The Geological Society of America, 97th meeting, Abstracts with Programs, v. 16, p. 613.

Osadetz, K.G.
1982: Eurekan structures of the Ekblaw Lake area, Ellesmere Island, Canada; in Arctic Geology and Geophysics, H.R. Balkwill and A.F. Embry (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 219-232.

Peirce, J.W.
1982: The evolution of the Nares Strait lineament and its relation to the Eurekan orogeny; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 237-251.

Rice, P.D. and Shade, B.D.
1982: Reflection seismic interpretation and seafloor spreading history of Baffin Bay; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 245-267.

Ricketts, D.B.
1987: Preliminary structural cross-sections across Fosheim Peninsula and Axel Heiberg Island, Arctic Archipelago; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 369-374.

Ricketts, B.D. and McIntyre, D.J.
1986: The Eureka Sound Group of eastern Axel Heiberg Island; new data on the Eurekan Orogeny; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 405-410.

Riddihough, R.P., Haines, G.V., and Hannaford, W.
1973: Regional magnetic anomalies of the Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 157-163.

Snelling, N.J.
1987: Measurement of geological time and the geological time scale; Modern Geology, v. 11, p. 365-374.

Srivastava, S.P.
1985: Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait; Tectonophysics, v. 114, p. 29-53.

Srivastava, S.P. and Falconer, R.H.
1982: Nares Strait: a conflict between plate tectonic predictions and geological interpretation; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 339-352.

Srivastava, S.P., Falconer, R.K.H., and MacLean, B.
1981: Labrador Sea, Davis Strait, Baffin Bay: geology and geophysics — a review; in Geology of the North Atlantic Borderlands, J.W. Kerr and A.J. Ferguson (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 333-398.

Srivastava, S.P., MacLean, B., Macnab, R.F., and Jackson, H.R.
1982: Davis Strait: structure and evolution as obtained from a systematic geophysical survey; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 267-278.

Srivastava, S.P. and Tapscott, C.R.
1986: Plate kinematics of the North Atlantic; in The Western North Atlantic Region, P.R. Vogt and B.E. Tucholke (ed.); Geological Society of America, The Geology of North America, v. M, p. 379-404.

Soper, N.J., Dawes, P.R., and Higgins, A.K.
1982: Cretaceous magmatic and tectonic events in North Greenland and the history of adjacent ocean basins; in Nares Strait and the Drift of Greenland: a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 205-220.

Thorsteinsson, R.
1974: Carboniferous and Permian stratigraphy of Axel Heiberg Island and western Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 224, 115 p.

Thorsteinsson, R. and Mayr, U.
1987: The sedimentary rocks of Devon Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 411, 182 p.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.*
1970: Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no.1, p. 547-590.

Trettin, H.P.
1975: Investigations of lower Paleozoic geology, Foxe Basin, northeastern Melville Peninsula, and parts of northwestern and central Baffin Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 251, 177 p.
1978: Devonian stratigraphy, west-central Ellesmere Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 302, 119 p.

Trettin, H.P. and Parrish, R.
1987: Late Cretaceous bimodal magmatism, northern Ellesmere Island: isotopic age and origin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 257-265.

Trusheim, F.
1960: Mechanism of salt migration in northern Germany; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 44, p. 1519-1540.

Woodcock, N.H. and Fischer, M.
1986: Strike-slip duplexes; Journal of Structural Geology, v. 8, p. 725-735.

Wynne, P.J., Irving, E., and Osadetz, K.
1983: Paleomagnetism of the Esayoo Formation (Permian) of northern Ellesmere Island: possible clue to the solution of the Nares Strait problem; Tectonophysics, v. 100, p. 241-256.
in press: Paleomagnetism of Cretaceous volcanic rocks of the Sverdrup Basin — magnetostratigraphy, paleolatitudes and rotations; Canadian Journal of Earth Sciences.

Adresses des auteurs

A.V. Okulitch
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

H.P. Trettin
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Imprimé au Canada

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Chapitre 18

DÉVELOPPEMENTS TECTONIQUES ET PHYSIOGRAPHIQUES AU TERTIAIRE MOYEN ET TARDIF

Introduction

Soulèvement

Érosion

Références

Chapitre 18

DÉVELOPPEMENTS TECTONIQUES ET PHYSIOGRAPHIQUES AU TERTIAIRE MOYEN ET TARDIF

H.P. Trettin

INTRODUCTION

L'histoire post-eurékienne et pré-pléistocène de l'archipel arctique est peu connue parce que la stratigraphie de cet intervalle de temps est limitée principalement à la marge nord-ouest des îles de la Reine-Élisabeth (chapitre 15). L'absence ou la rareté de sédiments conservés ailleurs indique qu'il y a eu des soulèvements qui, de concert avec l'érosion et les fluctuations eustatiques du niveau marin, ont donné naissance au relief actuel (voir Thorsteinsson et Tozer, 1970).

SOULÈVEMENT

Les mouvements positifs les plus prononcés du Tertiaire moyen ou tardif ont eu lieu au sein de l'orogène eurékien et dans une zone entourant le bassin du Labrador; ils ont été moins importants dans la région au sud de l'orogène. Le soulèvement de l'orogène eurékien représente des ajustements isostatiques à l'érosion post-eurékienne; ailleurs, les causes de ces soulèvements sont incertaines bien qu'un modèle thermique puisse s'appliquer aux montagnes autour du bassin du Labrador. Les mouvements positifs ont été amplifiés légèrement par une chute globale du niveau marin depuis le début du Tertiaire (Vail et Hardenbol, 1979). La remontée isostatique postglaciaire de l'Holocène ne sera pas examinée dans ce contexte, car elle tend tout simplement à restaurer les conditions qui existaient avant le Pléistocène.

Orogène eurékien

L'épaississement de la croûte au cours de l'orogène eurékien a produit un relief marqué qui a fourni les sédiments clastiques syntectoniques du Groupe d'Eureka Sound (chapitre 15). L'érosion post-eurékienne a dû causer un déséquilibre isostatique qui a été compensé par un soulèvement. La présence de chaînes de montagnes très élevées coïncidant avec des anomalies de Bouguer négatives montre que ces processus n'ont pas encore éliminé les racines crustales de l'orogène. Il est généralement supposé que le soulèvement isostatique est intermittent, avec alternance de longues périodes d'érosion et de courtes périodes de soulèvement relativement rapide et d'érosion concomitante (par ex., Chorley et al., 1984, fig.3-30); ce modèle a été déduit à partir de surfaces d'érosion résiduelles élevées.

Il existe peu de renseignements sur la variation temporelle du soulèvement isostatique de l'orogène eurékien. Cependant, il est généralement convenu que les montagnes actuelles existaient avant le début de la glaciation alpine majeure du Pléistocène ou de la toute fin du Tertiaire. Une partie au moins des sédiments clastiques grossiers de la Formation de Beaufort serait dérivée de la chaîne Princess Margaret et des monts Grantland, signe que ces chaînes de montagnes étaient déjà hautes au cours du Miocène tardif(?) -Pliocène précoce.

Les données antérieures sont encore plus incertaines. Des taux de sédimentation élevés, qui semblent indiquer une érosion rapide, ont prévalu dans les bassins intermontagneux au cours de l'orogenèse eurékienne (chapitre 15). Cette érosion a peut-être donné lieu à la formation d'un réseau de pédiments au milieu du Tertiaire (voir Thorsteinsson et Tozer, 1970, p. 588), mais cela n'a pas encore été documenté.

La physiographie actuelle montre que le soulèvement isostatique maximal a eu lieu dans les monts Grantland, les monts Victoria and Albert et la chaîne Princess Margaret. Le rajeunissement des deux premières chaînes de montagnes n'est vraisemblablement pas le résultat d'une réactivation des failles de chevauchement modérément inclinées qui les ont créées (chapitre 17), puisque la contrainte principale a passé d'horizontale à verticale. Le rajeunissement des deux chaînes de montagnes n'est pas dû à un mouvement le long de failles inverses ou normales à pendage abrupt, car aucune des failles connues n'a contribué au relief actuel. Le seul autre mécanisme possible est donc la formation de dômes sans formation de failles importante. L'absence, dans les contreforts des Rocheuses en Alberta, de failles à pendage abrupt pouvant être reliées au soulèvement post-laramien du chaînon frontal, permet d'appuyer cette conclusion.

L'attitude en profondeur et l'histoire cinématique du chevauchement de Stolz, qui borde la chaîne Princess Margaret à l'est, sont incertaines (chapitre 17), et il se peut donc que cette faille ait été réactivée au milieu du Tertiaire.

Environs du bassin du Labrador

Le bassin du Labrador est entouré de montagnes dont la hauteur dépasse par endroits 2 km, qui ont été taillées dans des roches cristallines de l'Archéen-Protérozoïque

Trettin, H.P.
1991: Développements tectoniques et physiographiques au Tertiaire moyen et tardif; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plateforme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 18, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

inférieur (voir le chapitre 3, région de Baffin, moyennes terres de Thule et région de Thule-Nûgssuaq). La zone de transition entre ces montagnes et le monoclinal cratonique relativement peu incliné qui repose sous la plate-forme et le talus continentaux (Balkwill, 1987) est caractérisée par des moyennes terres, des plateaux et des basses terres dans lesquels des séquences du Protérozoïque moyen et tardif, du Paléozoïque précoce et du Crétacé et Paléogène sont conservées par endroits. La région entre les hautes terres et cette zone interne présente un relief structural accentué, dû en grande partie à la fracturation causée par les failles.

À partir du sud-est de l'île d'Ellesmere jusqu'à l'île Bylot, les montagnes centrales sont bordées extérieurement par un monoclinal arqué à pendage nord-ouest à sud-ouest composé de strates phanérozoïques qui reposent en discordance sur le socle précambrien. Cette succession phanérozoïque date du début du Paléozoïque dans les îles d'Ellesmere et Devon, et du Crétacé tardif à probablement l'Éocène précoce dans l'île Bylot, où elle comprend les formations de Hassel et de Kanguk et le Groupe d'Eureka Sound (Jackson et Davidson, 1975; Jackson et al., 1975; Miall et al., 1980). Ces trois dernières unités ont été mises en place dans des milieux épicontinentaux et non marins, généralement près du niveau de la mer. Leur surface passe maintenant du niveau marin au sud-ouest jusqu'à environ 760 m d'altitude dans le nord-est près de leur contact avec les roches précambriennes, tandis que leur pendage sud-ouest augmente de 2 à 40°. Ainsi l'inclinaison, causée par l'édification des montagnes centrales, s'est donc produit après l'Éocène précoce. La stratigraphie de la plate-forme continentale adjacente au Labrador et au sud de l'île de Baffin laisse supposer que le relief très accidenté s'est formé pendant l'Oligocène tardif et a été rajeuni au Miocène tardif (Balkwill et McMillan, sous presse).

Ces soulèvements n'ont pas touché les détroits de Lancaster et de Jones. Si les failles normales bordant ces dépressions avaient pris naissance pendant le stade de distension du Crétacé-Paléogène, elles ont dû être réactivées au cours de l'Oligocène tardif et du Miocène tardif.

La chronologie du soulèvement autour du bassin du Labrador est en quelque sorte anormale, puisque dans la plupart des zones côtières, la subsidence thermique prédomine après le début de l'expansion; or, il existe des exceptions à cette règle. Par exemple, l'expansion de l'Atlantique Nord a commencé pendant l'Éocène, mais dans l'est du Groenland, le plateau a été soulevé d'environ 2 km au cours de l'Oligocène-Miocène, après des épisodes de magmatisme mafique et alcalin importants qui ont culminé au cours de l'Éocène (Gleadow et Brooks, 1979). Brooks et Nielsen (1982) ont affirmé que le soulèvement n'est probablement pas d'origine thermique en raison de sa stabilité prolongée, mais qu'il est dû plutôt à un apport de matériel léger en profondeur, possiblement par métasomatisme ou par sous-placage de gabbro. Le magmatisme tertiaire semble avoir été beaucoup moins intense dans les montagnes qui encerclent le bassin du Labrador, et cette dernière explication pourrait ne pas s'appliquer ici. Plus récemment, Fleitout et al. (1986) ont démontré dans une simulation par ordinateur que le rifting passif peut provoquer une convection à petite échelle qui mène au soulèvement retardé de l'épaulement. Dans leur modèle, le soulèvement se produit 20 Ma après l'amincissement de la croûte et persiste pendant plus de 80 Ma.

Région au sud de l'orogène eurékien

Toutes les parties de l'archipel qui sont situées au sud de l'orogène eurékien et à l'ouest de la région de Baffin ont un relief modéré. Ce relief n'est pas antérieur à l'Oligocène, phénomène manifeste dans l'île de Banks, où des strates éocènes du Groupe d'Eureka Sound qui se sont accumulées près du niveau marin se trouvent actuellement à des altitudes pouvant atteindre 480 m (chapitre 15, et Miall, 1979, carte 1454A). Ce soulèvement n'est vraisemblablement pas limité à l'archipel arctique mais se prolonge très profondément à l'intérieur du continent.

ÉROSION

Régimes d'érosion

Les rythmes d'érosion sont fonction principalement du relief, du climat (notamment de l'humidité), de la végétation et du type de roches. Un relief accentué, qui produit une érosion rapide, a existé autour de la baie de Baffin et dans l'orogène eurékien pendant presque tout le Cénozoïque à l'exception peut-être de certaines parties de l'Oligocène et du Miocène. Le climat (chapitre 15) s'est refroidi au Tertiaire tardif mais a quand même permis la croissance de forêts à de basses altitudes au Pliocène précoce. L'océan Arctique, qui était ouvert jusqu'à la fin du Tertiaire, et la baie de Baffin ont procuré l'humidité et les précipitations aux montagnes environnantes; en revanche, les bassins intermontagneux comme le plateau de Hazen actuel et le centre ouest de l'île d'Ellesmere pourraient avoir été relativement arides. La résistance à l'altération a varié considérablement selon la composition et le degré de métamorphisme des roches. En général, les conditions ont probablement été comparables à celles des régimes actuels dans l'extrême nord de la Cordillère. Malheureusement, les estimations des taux de dénudation dans ce genre de milieu varient tellement que cette information est insuffisante pour établir l'âge probable des chaînes de montagnes actuelles: certains taux semblent indiquer des âges oligocènes et mêmes plus anciens, d'autres indiquent des âges maximaux du Miocène ou du Pliocène (voir Selby, 1982, fig.11-2 et 11-3; Chorley et al., 1984, tableaux 3-13 et 3-14).

Formation du réseau hydrographique et origine des détroits et des fjords

Fortier et Morley (1956) ont proposé que le réseau hydrographique du Tertiaire pouvait être reconstitué à partir des fjords et détroits actuels (fig.18-1). Ils ont déduit qu'il y a eu deux réseaux principaux, séparés par une ligne de partage des eaux très étendue: un réseau nord et nord-ouest qui se jetait dans l'océan Arctique, et un réseau est et sud-est qui se vidait dans la baie de Baffin. Au Pléistocène, des glaciers alpins ont avancé dans des régions basses le long des vallées fluviales, approfondissant et redressant ces vallées du même coup. Au début de l'Holocène, lorsque les glaciers ont reculé et que le niveau marin a monté, la mer a envahi les vallées glaciaires, processus qui a été inversé jusqu'à un certain point par le relèvement de la croûte.

Cette hypothèse a été confirmée, dans une certaine mesure, par la cartographie bathymétrique et le carottage

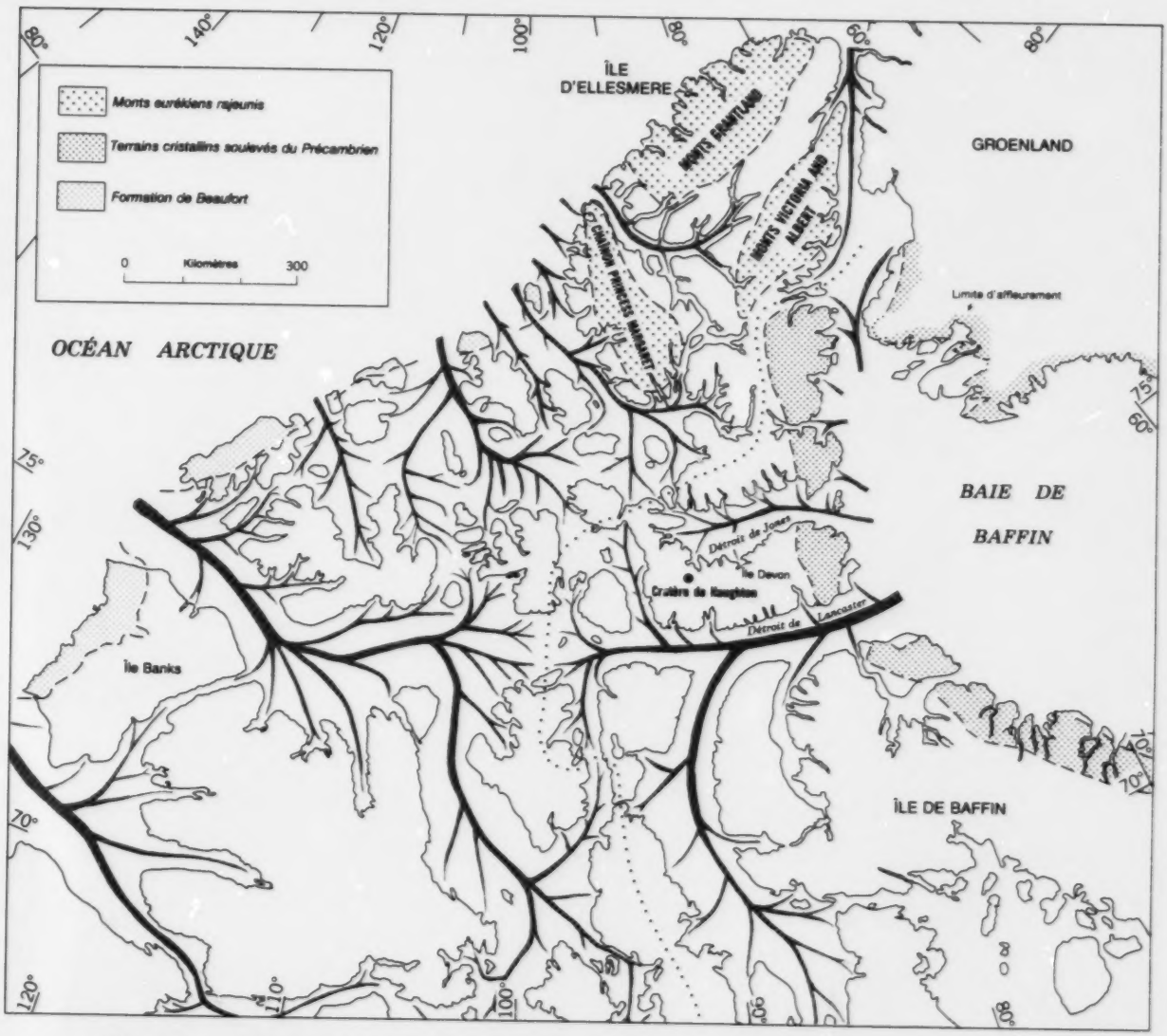


Figure 18.1. Physiographie et dépôts du Tertiaire moyen et tardif; drainage adapté de Fortier et Morley (1956) et Pelletier (1966).

(Pelletier, 1966). Les vallées d'origine ont subi une modification glaciaire, comme le montrent des profils transversaux en U où les profondeurs locales dépassent 900 m, des profils longitudinaux qui s'élèvent vers la mer, des affluents suspendus, des cirques inondés et d'autres éléments physiographiques (Pelletier, 1966).

Des objections à l'hypothèse d'érosion ont été soulevées à la suite d'études de la glaciologie et de la géologie quaternaire. Premièrement, les glaciers dans le Haut Arctique n'approfondissent pas les vallées dans lesquelles ils se déplacent: l'écoulement se produit sur une couche de glace protectrice gelée contre le sol. Deuxièmement, il y a suffisamment d'indices pour montrer que les glaciers du Wisconsinien tardif avaient également des «bases froides», c'est-à-dire, qu'ils étaient non érosifs. De plus, ces glaciers n'étaient pas aussi étendus qu'on le croyait auparavant; au moins certains des fjords et détroits actuels étaient occupés par la mer (England, 1987; voir le chapitre 19).

Toutefois, des blocs erratiques plus vieux trouvés à des altitudes élevées ont été déposés par des inlandsis plus épais qui ont dû remplir au moins certains fjords et détroits à une époque plus reculée; cela a dû se produire, par exemple, dans l'inlet Clements Markham dans l'extrême nord-est de l'île d'Ellesmere (Bednarski, 1986; voir l'emplacement à la figure 1, en pochette), et dans le détroit de Nares, que l'inlandsis du Groenland avait recouvert durant l'avancée la plus ancienne connue dans le nord de l'île d'Ellesmere, il y a peut-être 0,5 à 1 Ma (England, 1987).

Contrairement aux glaciers de l'Holocène et du Wisconsinien tardif, les premiers glaciers ont dû avoir une «base chaude» s'ils ont vraiment causé l'érosion qui leur est attribuée. Cette hypothèse est remise en cause par England (1987) qui ne voit aucune preuve sur terre du type d'érosion et de sédimentation associé à des glaciers tempérés. Afin de fournir une autre explication, il a proposé que les détroits et les fjords ont été formés par des réseaux de failles (graben), après les premières grandes avancées, mais avant le Wisconsinien tardif. Malheureusement, cette hypothèse s'oppose aux preuves structurales qui se résument ainsi:

(1) Quelques-uns seulement des détroits dont la structure est connue sont des grabens (par ex., les détroits de Lancaster et de Jones et le bassin de Foxe; chapitre 17), tandis que beaucoup d'autres ne le sont pas (par ex., les fjords du Groenland septentrional [voir le chapitre 3, région du bassin de Kane-Independence Fjord]; les fjords Disraeli, Archer, Trold et Bay dans l'île d'Ellesmere; les fjords Glacier et Strand dans l'île Axel Heiberg; les inlets Young, May et Erskine dans l'île Bathurst; voir la figure 3).

(2) La majeure partie des failles normales relativement récentes se sont formées du Crétacé au Miocène. La Formation de Beaufort du Pliocène inférieur (et possiblement du Miocène supérieur) présente des failles et des linéaments peu importants, et d'autres linéaments sont également trouvés dans des dépôts quaternaires mais, il n'existe aucun indice d'un mouvement d'extension majeur au Pléistocène moyen.

(3) La formation de grabens est habituellement accompagnée d'une sédimentation clastique rapide, grâce à laquelle les grabens sont comblés de sédiments non marins. La submersion sous le niveau marin peut se produire plus tard, peut-être en conséquence de la subsidence thermique (comme dans la mer Rouge), ou de l'érosion glaciaire des sédiments mal consolidés ayant rempli les grabens, laquelle est suivie d'une hausse du niveau marin (comme dans l'archipel arctique).

(4) De nombreux indices témoignent d'un contrôle lithologique, ou structural, ou les deux, des processus d'érosion proposés. Dans certains cas, les fjords coïcident avec des zones linéaires formées de roches relativement peu résistantes comme des mudstones du début du Paléozoïque au Dévonien (par ex., les fjords Archer et Trold dans l'île d'Ellesmere; voir la figure 3) ou de sédiments tertiaires mal consolidés (par ex., le fjord Glacier dans l'île Axel Heiberg et le détroit de Lancaster). Dans d'autres cas, il existe des preuves indirectes de failles majeures ou de zones de failles, c'est- à-dire, des roches fracturées, sous les fjords (par ex., le détroit de Nares et le fjord Cañon).

En conclusion, la seule hypothèse valable veut que les fjords et les détroits représentent des vallées fluviales tertiaires qui ont été approfondies et redressées par des glaciers antérieurs au Wisconsinien tardif. On sait que ces glaciers se sont étendus à travers au moins certains des fjords et passages actuels. D'une part des preuves d'une érosion sous-marine ont été présentées par Pelletier (1966); des indices d'une érosion sur terre ont peut-être été éliminés par l'altération prolongée dans des milieux périglaciaires subséquents (voir Barsch, 1981); bref, la stratigraphie du Pléistocène précoce et moyen est généralement méconnue (chapitre 19).

L'étude comparée de la reconstitution du réseau hydrographique faite par Fortier et Morley (fig.18-1) et de la carte des éléments structuraux eurékiens (fig.17-1) laisse supposer que le réseau hydrographique a été établi au cours des dernières phases de l'orogenèse eurékienne et qu'il est demeuré relativement stable.

RÉFÉRENCES

Balkwill, H.R.
1987: Labrador Basin: structural and stratigraphic style; in Sedimentary Basins and Basin-Forming Processes, C. Beaumont and A.J. Tankard (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 17-43.

Balkwill, H.R. and McMillan, N.J.C.
in press: Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Labrador Shelf; in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, M.J. Keen and G.L. Williams (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).

Barsch, D.
1981: Zur Geomorphologie des Expeditionsgebietes Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada; in Ergebnisse der Heidelberg-Ellesmere Island-Expedition (Results of the Heidelberg Ellesmere Island Expedition), D. Barsch and L. King (ed.); Department of Geography, University of Heidelberg, Federal Republic Germany, p. 109-122.

Bednarski, J.
1986: Late Quaternary glacial and sea-level events, Clements Markham Inlet, northern Ellesmere Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1343-1355.

Brooks, C.K. and Nielsen, T.F.D.
1982: The E. Greenland continental margin: a transition between oceanic and continental magmatism; Geological Society of London Journal, v. 139, p. 265-275.

Chorley, R.J., Schumm, S.A., and Sugden, D.E.
1984: Geomorphology; Methuen, London and New York, 605 p.

England, J.
1987: Glaciation and the evolution of the Canadian high arctic landscape; Geology, v. 15, p. 419-424.

Fleitout, L., Froidevaux, C., and Yuen, D.
1986: Active lithospheric thinning; Tectonophysics, v. 132, p. 271-278.

Fortier, Y.O. and Morley, L.W.
1956: Geological unity of the Arctic Islands; Royal Society of Canada Transactions, v. 50, p. 3-12.

Gleadow, A.J.W. and Brooks, C.K.
1979: Fission track dating, thermal histories and tectonics of igneous intrusions in East Greenland; Contributions to Mineralogy and Petrology; v. 71, p. 45-60.

Jackson, G.D. and Davidson, A.
1975: Bylot Island map-area, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 74-29, 12 p.

Jackson, G.D., Davidson, A., and Morgan, W.C.
1975: Geology of the Pond Inlet map-area, Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 74-25, 33 p.

Miall, A.D.
1979: Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: the history of an unstable cratonic margin; Geological Survey of Canada, Memoir 387, 235 p.

Miall, A.D., Balkwill, H.R., and Hopkins, W.S., Jr.
1980: Cretaceous and Tertiary sediments of Eclipse Trough, Bylot Island area, Arctic Canada, and their regional setting; Geological Survey of Canada, Paper 79-23, 20 p.

Pelletier, B.R.
1966: Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movements; in Continental Drift, G.D. Garland (ed.); The Royal Society of Canada, Special Publication no. 9, p. 77-101.

Selby, M.J.
1982: Hillslope Materials and Processes; Oxford University Press, Oxford, England, 264 p.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.*
1970: Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 547-590.

Vail, P.R. and Hardenbol, J.
1979: Sea-level changes during the Tertiary; Oceanus, v. 22, p. 71-79.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Adresse de l'auteur

H.P. Trettin
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Imprimé au Canada

Chapitre 19
LE QUATERNAIRE

Introduction

Dépôts quaternaires

Stratigraphie et chronologie du Quaternaire

Références

Chapitre 19

LE QUATERNAIRE

D.A. Hodgson

INTRODUCTION

Dans la plus grande partie de l'archipel arctique, les études de la géologie du Quaternaire ont toujours été axées sur l'âge et l'étendue des glaciations du Pléistocène. Dans les îles trouvées au sud du passage Parry (fig.19-1), des avancées répétées de glaciers de type tempéré venus de centres de dispersion terrestres sont responsables d'une gamme de formes d'érosion et de dépôts glaciaires. Le matériau superficiel le plus étendu y est du till, mais il existe aussi des dépôts marins qui ont été soulevés lors du relèvement isostatique postglaciaire de la croûte. La bordure orientale montagneuse (fig.19-2), encore à moitié recouverte par les glaces, des îles de la Reine-Élisabeth, au nord, a attiré l'attention de spécialistes de la géologie glaciaire et de glaciologues; les reliefs morainiques y sont moins nombreux qu'au sud. Dans les îles occidentales, les dépôts morainiques sont épars et les études glaciaires sont moins avancées qu'ailleurs dans l'archipel; certaines études ont porté sur les dépôts et processus non glaciaires de l'Holocène et d'avant, y compris l'histoire thermique des sédiments de subsurface.

Le Quaternaire de l'archipel fait l'objet d'un examen plus détaillé par Fulton et al. (1989), par Hodgson et al. (1989) pour les îles de la Reine-Élisabeth, par Funder et al. (1989) pour le Groenland septentrional, et par Andrews (1989), Dyke et Dredge (1989) et Vincent (1989) pour les îles au sud du passage Parry.

Le climat quaternaire de l'archipel arctique est mal connu, notamment les configurations météorologiques polaires qui ont été produites lorsque des dômes de glace continentale se trouvaient au sud. À l'époque actuelle, le climat de la plupart des îles septentrionales est dominé à longueur d'année par l'air anticyclonique de l'océan Arctique central et diffère donc du climat plus continental des îles méridionales et du continent, et du climat des rivages septentrionaux de la baie de Baffin qui reçoivent un peu d'air maritime. Dans les îles montagneuses du nord-est, la circulation de l'air frais du nord-ouest est bloquée en été; les isothermes (et les florizones; Edlund, 1987) ont donc une direction nord, contrairement aux directions principalement latitudinales qui prédominent dans les îles du sud-ouest et du sud. Dans les îles septentrionales, la température moyenne en juillet varie de 10°C à 18°C (toutes les stations se trouvant le long de la côte) et la température quotidienne moyenne annuelle, de -16°C à -19°C. Les précipitations sont suffisamment faibles pour en faire une zone aride, mais les taux d'évaporation étant également peu élevés, il existe des terres humides sporadiques.

Les basses températures moyennes annuelles impliquent la présence de pergélisol dans toutes les régions terrestres. Dans l'archipel arctique, l'épaisseur du pergélisol a été déterminée dans 37 sondages menés à 30 emplacements (Taylor et al., 1982); elle varie de 143 m, dans la partie ouest de la presqu'île Sabine de l'île Melville, à 726 m, dans l'île Cameron (fig.19-3). Ces épaisseurs indiquent que les températures annuelles moyennes en surface sont restées au-dessous du point de congélation presque tout au long du Quaternaire tardif. Les variations dans l'épaisseur du pergélisol d'un endroit à l'autre sont attribuées à de nombreux facteurs, comme le flux thermique (chapitre 5G), le milieu géologique et la conductivité des roches, et à l'histoire quaternaire, y compris la régression des lignes de rivage (Taylor et al., 1983).

À l'heure actuelle, les limites septentrionales d'un certain nombre de grandes familles et espèces de plantes vasculaires (principalement des plantes ligneuses naines et des carex) traversent les îles de la Reine-Élisabeth (fig.19-4) parallèlement aux isothermes décrites ci-dessus. De plus, la répartition des végétaux est fortement influencée par certains facteurs qui dépendent des matériaux de surface, notamment l'alcalinité élevée associée aux roches carbonatées altérées, l'acidité élevée de certains shales et la salinité des dépôts marins à grain fin soulevés (Edlund, 1983). Les rivages du bassin de l'Arctique ont supporté une végétation de toundra au Pliocène ou même au Miocène (Funder et al., 1985; Matthews, 1987); toutefois, il existe très peu de données sur l'archipel septentrional à compter du Miocène jusqu'au Pléistocène tardif (dernière période interglaciaire?), lorsque des espèces du Bas-Arctique s'y sont établies (Blake, 1974). Plusieurs intervalles quaternaires plus chauds qu'aujourd'hui sont reconnus dans l'île Banks de l'Arctique moyen (voir ci-dessous).

DÉPÔTS QUATERNAIRES

Dépôts glaciaires

Les dépôts glaciaires sont sporadiques sur de nombreuses îles au nord du passage Parry (fig.19-5). Les plus continus et les plus volumineux d'entre eux se trouvent à 50km ou moins des marges de calottes glaciaires contemporaines dans l'île d'Ellesmere, et aux endroits où l'inlandsis laurentidien du Wisconsinien a touché le sud de l'île Melville. Par endroits, des levés géophysiques marins ont permis de reconnaître des sédiments glaciaires épais, dont l'âge et l'origine sont indéterminés, dans les chenaux qui séparent les îles centrales (McLean et al., sous presse). La présence de blocs erratiques du Bouclier canadien à toutes les altitudes indique que les glaciers continentaux ont

Hodgson, D.A.
1991: Le Quaternaire; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 19, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

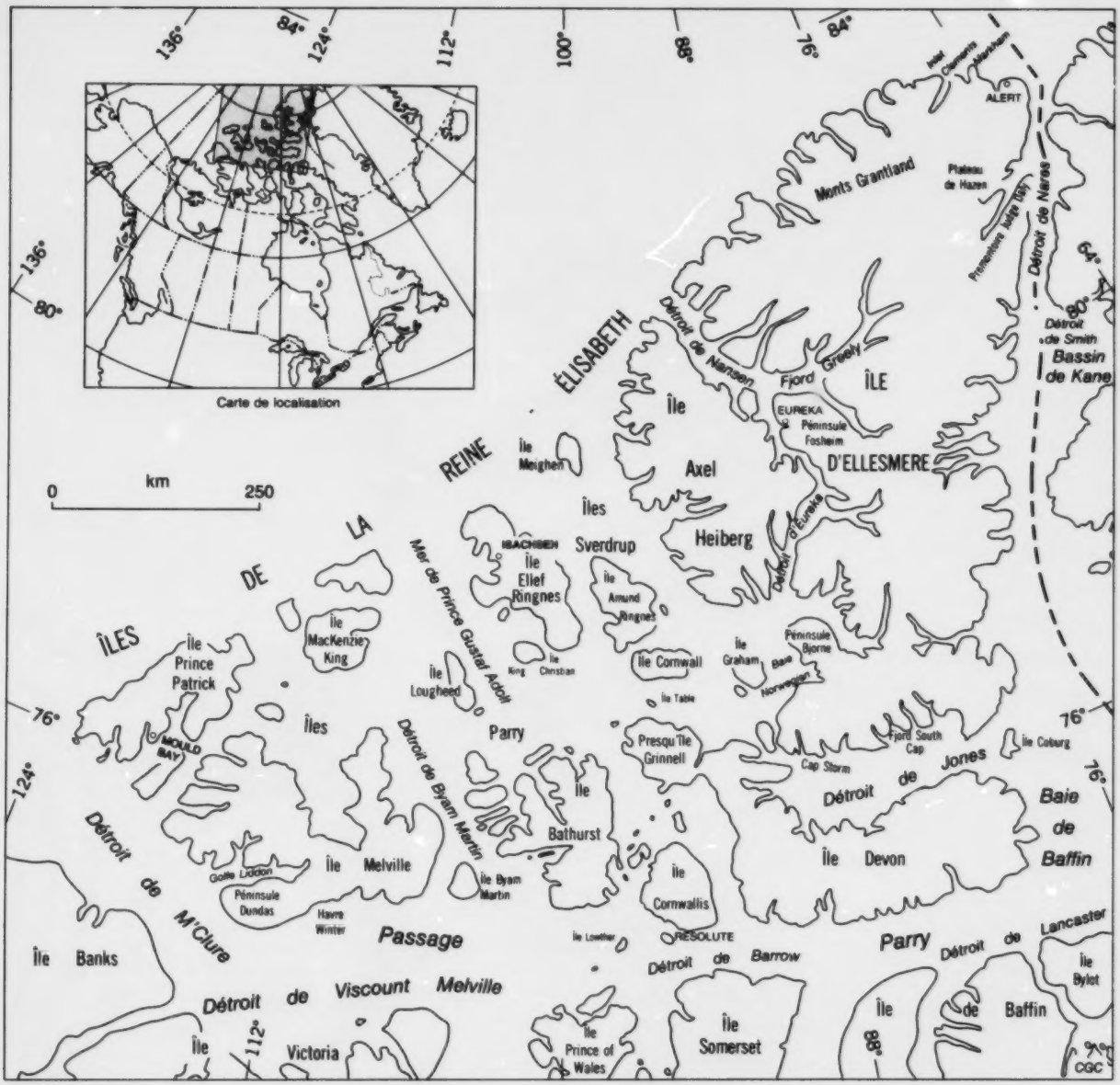


Figure 19-1. Index des noms géographiques.

envahi les îles occidentales et centrales; ces glaciers ont laissé quelques eskers dégradés, des kames et des sédiments déformés (Fyles, 1965; Hodgson, 1982). Dans les îles orientales, les blocs erratiques témoignent de la longue histoire des sources des glaciations locales sauf sur la côte nord-est de l'île d'Ellesmere, où ces matériaux proviennent de glaciers groenlandais (Christie, 1967). Les glaciers s'écoulant des îles de la Reine-Élisabeth ont rarement construit des formes sous-glaciaires. Ce manque d'interaction entre le glacier et son lit indique que les températures basales étaient inférieures à la température de fusion en fonction de la pression, sauf à quelques endroits où il y a eu écoulement compressif et érosion glaciaire dans les vallées profondes des îles Axel Heiberg et d'Ellesmere. Il existe une limite similaire pour l'érosion glaciaire dans le Groenland septentrional.

Au sud du passage Parry, la plupart des îles sont plaquées ou tapissées de till laissé par les inlandsis continentaux (fig.19-5). La composition du till est fonction grosso modo de la lithologie du substratum rocheux (p. ex., du till calcareux et silteux sur des roches carbonatées). Toutefois, à l'intérieur des inlandsis, des langues glaciaires à écoulement rapide ont également dispersé des débris

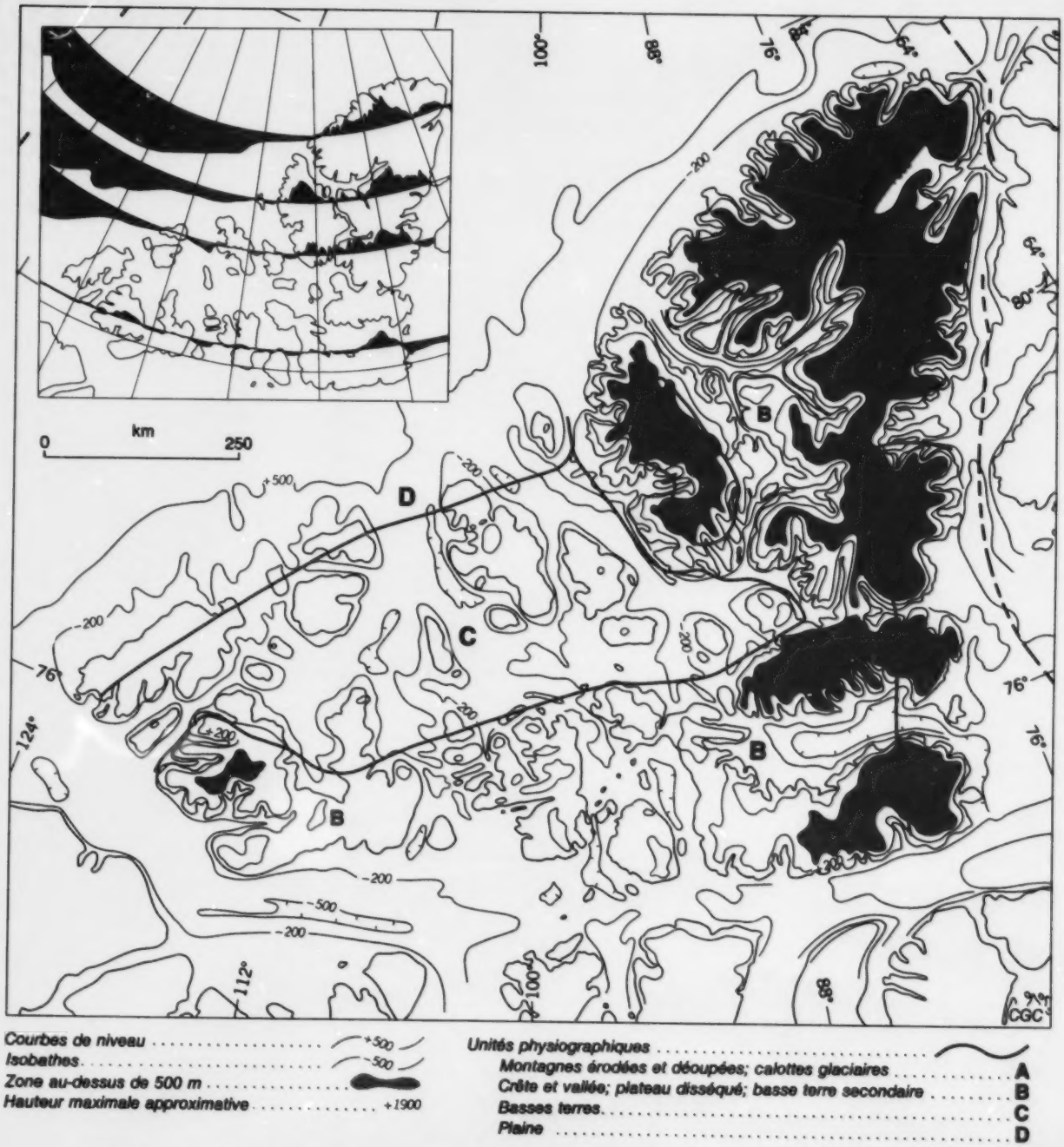


Figure 19-2. Unités physiographiques et topographie (terrestre et sous-marine) des îles de la Reine-Élisabeth (d'après GEBCO 5-17, Service hydrographique du Canada, 1979). Quatre profils sont donnés en cartouche (tirés de l'Atlas national du Canada, 1973).

allochtones sur une grande distance (Dyke, 1984). On y trouve de nombreuses formes profilées (y compris des champs de drumlins spectaculaires), des formes érigées par des torrents sous-glaciaires (y compris des eskers), des moraines frontales massives et des épandages fluvioglaciaires qui aboutissent dans des accumulations volumineuses de sédiments glaciomarins. L'inlandsis laurentidien tempéré n'a envahi que certaines parties des

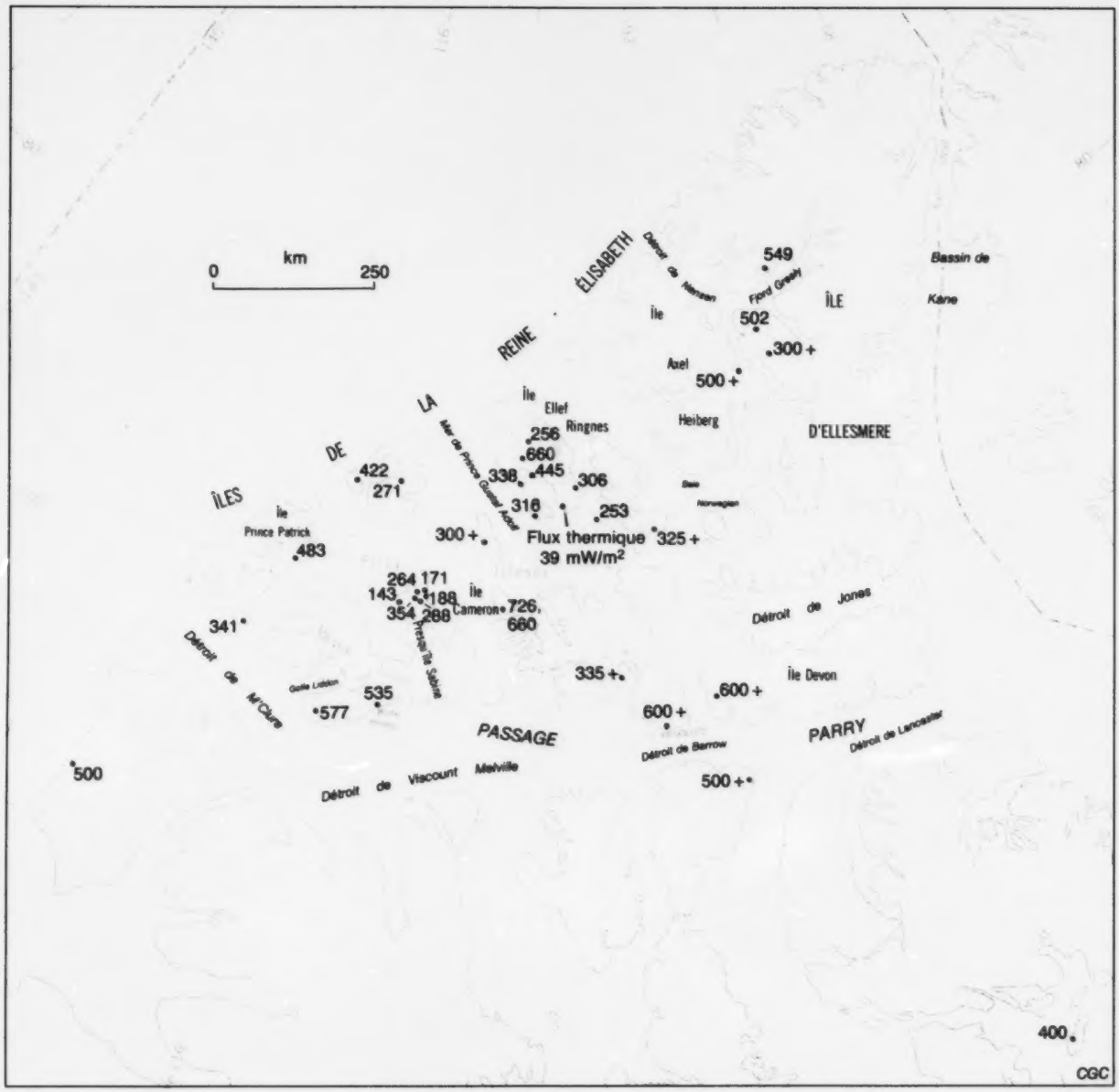


Figure 19-3. Épaisseur (en mètres) du pergélisol dans des sondages forés dans les îles de la Reine-Élisabeth (tirée de Taylor et al., 1982, fig. 2-5). On y voit également l'emplacement d'une détermination du flux thermique (voir la discussion au chapitre 5G).

îles méridionales (fig.19-5). Par ailleurs, le nord de l'île Somerset (Dyke, 1983) et le nord-ouest de l'île de Baffin ont été recouverts par des calottes glaciaires indépendantes. Ces régions ont été en partie protégées par des lits gelés, tandis que l'île Bylot a conservé ses glaciers alpins et ses formes de relief. La plus grande partie de l'île Banks n'a pas été recouverte par les glaces, et il y existe du till relativement monotone (dégradé?) mis en place par des glaciations antérieures.

Dépôts et processus non glaciaires

Dans les îles de la Reine-Élisabeth, les matériaux de surface se composent en grande partie de roches altérées; French (1976) et Washburn (1980) ont examiné une gamme de processus, principalement d'origine physique, qui contribuent à la désagrégation du substratum rocheux, mais ce domaine demeure méconnu. Les roches friables trouvées dans le bassin de Sverdrup, dans les îles occidentales

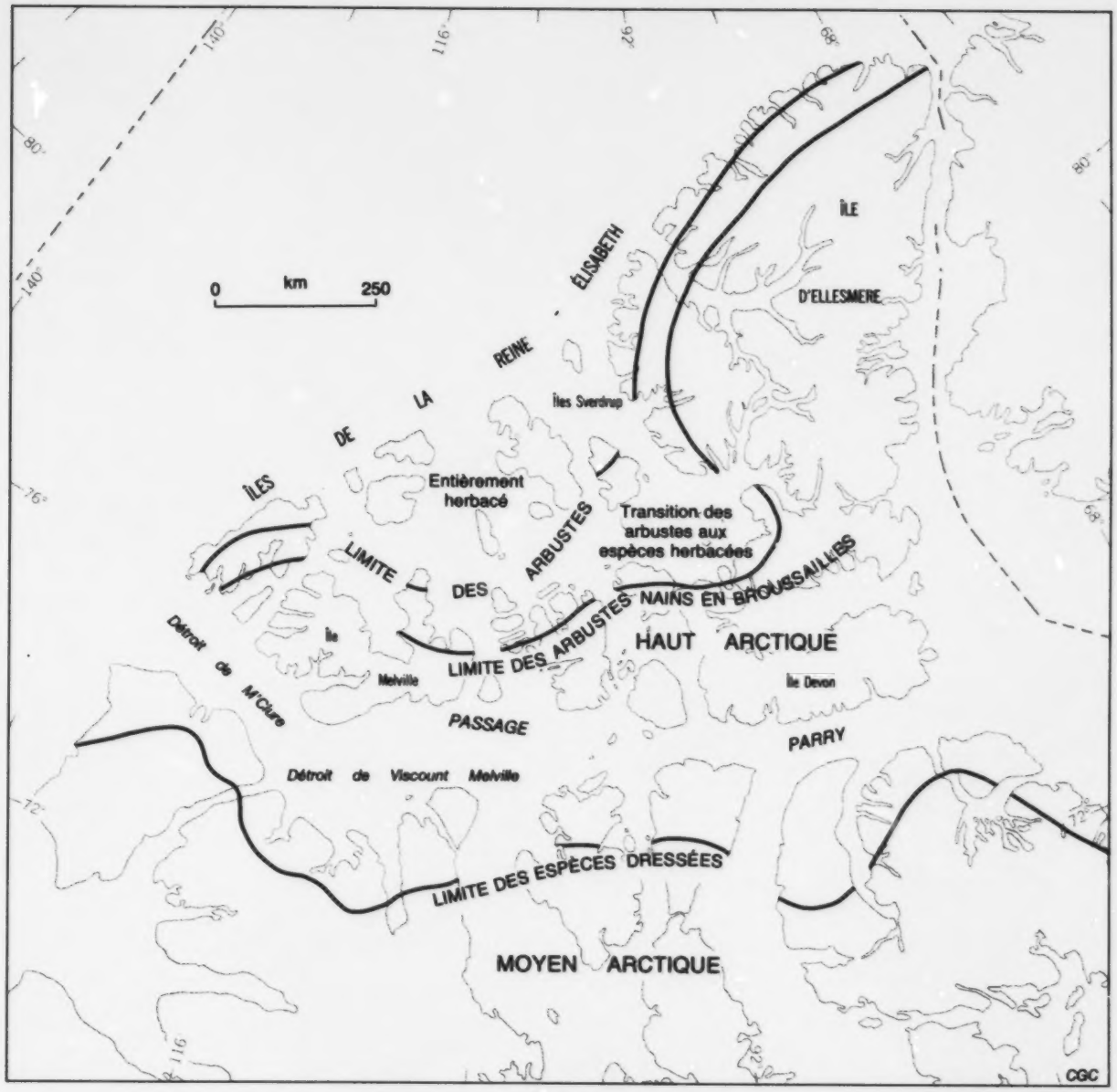


Figure 19-4. Répartition régionale des principales limites végétales (modifiée d'après Edlund, 1987).

et centrales de l'archipel de la Reine-Élisabeth, se désagrègent en sable, en silt et plus rarement, en argile; les roches plus résistantes de la Plate-forme de l'Arctique et de la zone mobile franklinienne se désagrègent en gravier de la taille des cailloux jusqu'aux blocs, en silt ou en sable.

La présence de pergélisol, qui produit des réseaux omniprésents gélifractés à noyau de glace, permet la ségrégation de la glace, qui représente plus de 10 % des dépôts en surface les plus exposés (y compris les roches altérées).

Bien que le pergélisol et les processus et formes de relief périglaciaires connexes caractérisent notamment le centre et le nord de l'archipel (French, 1976; Washburn, 1980), ce sont les processus fluviatiles, augmentés par le ruissellement de la fonte nivale et la couche perméable saisonnière peu épaisse, qui contribuent le plus au développement du paysage contemporain (Carter et al., 1987). La majeure partie de l'archipel est soumise à ce régime nival, qui est extrême dans les îles occidentales et centrales où quelques étangs ou lacs régularisent l'écoulement.

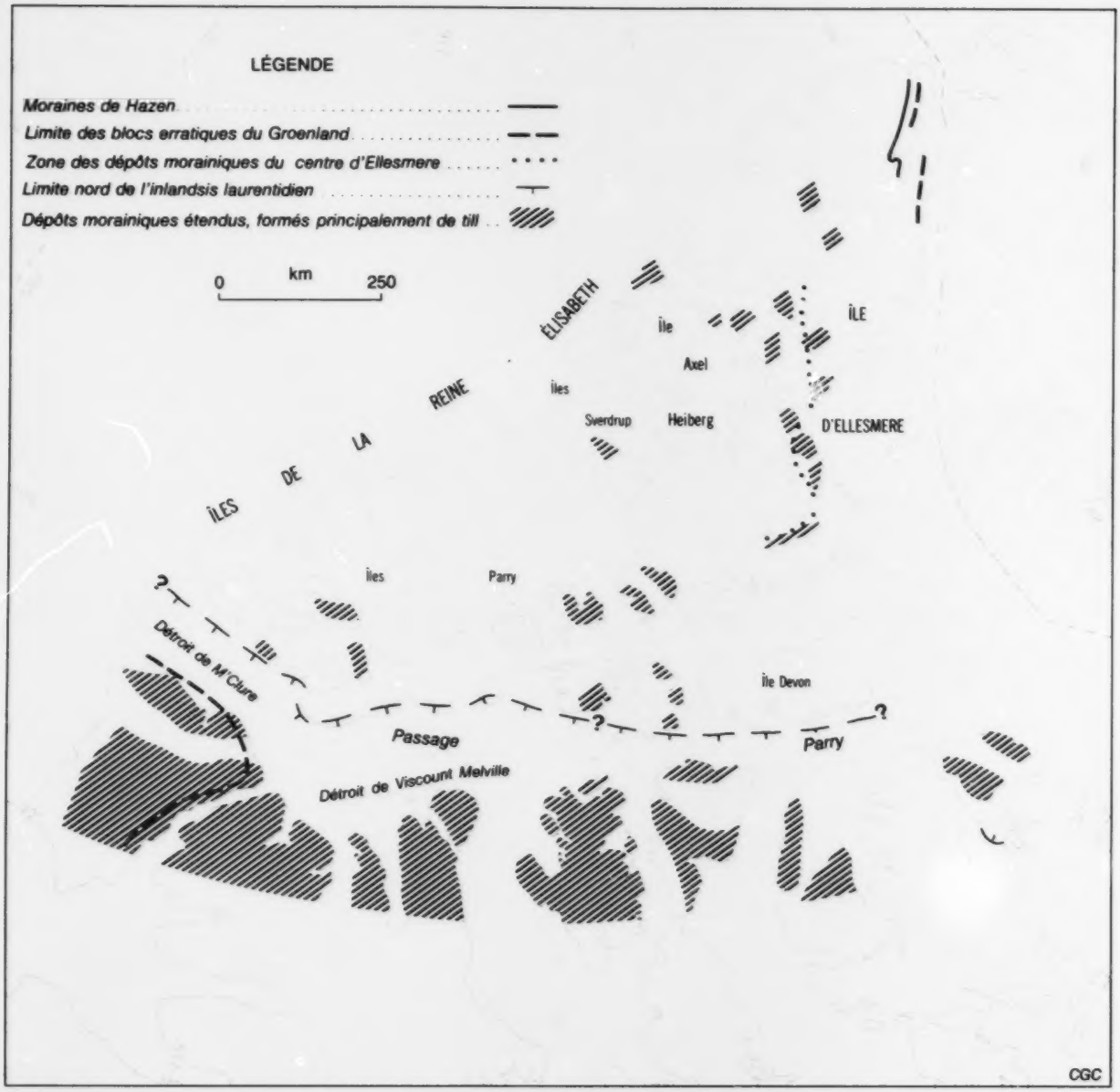


Figure 19-5. Répartition généralisée des dépôts glaciaires.

Dans les îles englacées de l'est, le régime glaciaire régularise les apports d'eau fournis à certaines des plus grandes rivières.

Les dépôts marins soulevés sont nombreux, ce qui n'est pas étonnant, car l'archipel subit actuellement un relèvement glacio-isostatique. Des séquences de recouvrement en retrait de levées de plage graveleuses et sableuses reposent habituellement sur des sédiments littoraux silteux ou sableux dans les îles de l'est et du sud où, tout au long de l'Holocène, il y a eu remaniement de clastes de granulométrie variée durant la débâcle saisonnière de la glace de mer. Dans les îles du nord-ouest, où la glace de mer est relativement permanente et les matériaux grossiers sont moins abondants, les dépôts marins sont principalement à grain fin. Taylor et McCann (1983) ont décrit des lignes de rivage contemporaines qui présentent ces caractéristiques. Dans les îles centrales et orientales, du silt glaciomarin massif ou à stratification rythmique forme des dépôts moins étendus dont l'épaisseur peut atteindre 100 m.

Dans le centre et l'est de l'archipel, des mollusques bivalves ont rapidement colonisé les milieux littoraux et deltaïques dans les mers postglaciaires riches en éléments nutritifs. À l'ouest, la répartition des macro-organismes est sporadique. Les espèces suivantes sont les plus fréquentes: *Hiatella arctica*, *Mya truncata*, *Astarte* sp., *Macoma* sp. et *Portlandia arctica*. La chronologie glaciaire du Quaternaire tardif se fonde largement sur les datations au carbone 14 (^{14}C) de mollusques provenant de sédiments marins, aux quelques rares endroits où ces dépôts sont intercalés avec des sédiments morainiques. Il est rare de pouvoir relier les dépôts marins soulevés sporadiques, dont les âges ^{14}C se sont avérés non significatifs (c'est-à-dire que les dépôts étaient trop anciens pour être datés par la méthode en question), à la direction d'une fluctuation du niveau marin (transgression ou régression); en outre, ces dépôts ne sont reliés à d'anciennes marges glaciaires que dans le nord-est de l'île d'Ellesmere.

L'absence de dépôts marins contemporains de la glaciation du Wisconsinien tardif a jadis amené à penser que les sédiments marins de la toute fin du Pléistocène et de l'Holocène étaient postérieurs au retrait d'une couverture de glace omniprésente. Plus tard, Andrews et Miller (1976) ont souligné l'importance que présentent des indices directs de la glaciation. D'après England (1983), dans le nord de l'île d'Ellesmere et peut-être aussi dans une grande partie des îles de la Reine-Élisabeth, des dépôts marins se sont accumulés tout au long de la dernière glaciation, dans des dépressions qui, à de nombreux endroits, étaient séparées des moyennes terres recouvertes par des calottes glaciaires par des zones périglaciaires non marines (voir plus loin). Or, dans cette région, une limite séparant les milieux proglaciaire et marin n'est reconnue qu'à certains endroits en bordure de calottes glaciaires existantes. Dans le sud de l'archipel, une limite marine bien définie, qui est synchrone du retrait de l'Inlandsis laurentidien, affleure à de nombreux endroits.

Glace de glacier

Dans l'archipel arctique, les glaciers (qui couvrent environ 25 % des îles de la Reine-Élisabeth) existent uniquement dans la partie est montagneuse; les seules exceptions sont plusieurs petites calottes glaciaires stagnantes, peu épaisses, qui se trouvent dans les îles Melville et Meighen (fig.19-1), et de petits glaciers stagnants dans des ravins. Les calottes glaciaires peuvent avoir jusqu'à 800 m d'épaisseur, les plus épaisses se trouvant à proximité de la baie de Baffin, la plus ouverte des mers environnantes (Koerner, 1977). Puisque leurs zones d'accumulation sont relativement petites, les glaciers des îles de la Reine-Élisabeth s'écoulent lentement, ont peu de crevasses et vêlent très peu d'icebergs là où ils débouchent dans la mer. Contrairement aux glaciers de l'archipel arctique, l'énorme calotte glaciaire, ou inlandsis, du Groenland est relativement dynamique. Sur le côté nord-ouest de l'inlandsis, la présence d'un avant-pays non englacé pouvant avoir jusqu'à 100 km de largeur est attribuée à l'aridité de cette zone.

STRATIGRAPHIE ET CHRONOLOGIE DU QUATERNAIRE

Terminologie et méthodes chronostratigraphiques

Jadis, la terminologie stratigraphique du Quaternaire se fondait entièrement sur les avancées et retraits glaciaires, qui sont des événements fortement diachrones; or, depuis quelques années, la terminologie chronostratigraphique est devenue de plus en plus acceptée. La terminologie utilisée dans le présent chapitre est celle de Fulton (1984), de Fulton et Prest (1987) et de St-Onge (1987); elle se rapporte à la signature des isotopes de l'oxygène des sédiments abyssaux et aux unités chronomagnétostratigraphiques. Vu les problèmes de datation, les âges établis pour les limites les plus anciennes ne sont que provisoires (voir ci-dessous).

Dans l'échelle chronologique donnée à la figure 19-6, le début du Quaternaire est placé à la fin du sous-chrone à polarité normale d'Olduvai. Le Quaternaire est divisé en deux époques, le Pléistocène et l'Holocène, ce dernier commençant à 10 ka. Le Pléistocène est divisé en trois : la limite du Pléistocène précoce et moyen se situe à 790 ka, ce qui correspond à la limite entre le chrone à polarité normale de Brunhes et le chrone à polarité inverse de Matuyama; la limite du Pléistocène moyen et tardif se situe à 130 ka et correspond approximativement au début du dernier grand intervalle chaud, qui a été daté à l'aide de courbes isotopiques de l'oxygène établies pour des carottes de sédiments abyssaux. En outre, le Pléistocène tardif est subdivisé en deux étages, le Sangamonien et le Wisconsinien, dont la limite est à 80 ka, soit à peu près le début de la dernière grande phase de glaciation, qui a également été datée à l'aide de courbes isotopiques de l'oxygène. Le Wisconsinien est divisé à son tour en trois sous-étages par un intervalle chaud mineur qui date d'environ 65 à 28 ka. L'interglaciaire de Sangamon et la glaciation de Wisconsin sont des événements diachrones qui ont eu lieu principalement, mais non pas uniquement, au cours des étages correspondants.

Vu l'absence de dépôts volcaniques dans l'archipel arctique, la seule méthode fiable de datation absolue est celle du carbone radioactif; sa limite supérieure est environ 45 ka, pour le bois, et 20 ka, pour les coquilles (Vincent et Prest, 1987; d'autres auteurs donnent des chiffres plus élevés). Les âges au-delà de ces limites sont maintenant établis principalement par l'aminochronologie (racémisation des aminoacides) du bois et des coquilles. Cette méthode exige une connaissance relativement détaillée des fluctuations thermiques post-sédimentaires qu'il est généralement difficile à acquérir. Les méthodes paléomagnétiques sont utiles lorsqu'elles sont combinées aux méthodes de datation absolue.

Début de la glaciation

Au Pléistocène, l'océan Arctique était encore libre de glace (au moins jusqu'à 1,7 Ma; Funder et al., 1985) et entourée de toundra boisée (Funder et al., 1985). Des glaciers, qui s'étendaient par endroits jusqu'à la mer, ont dû exister dans les moyennes terres de l'Alaska, de l'île d'Ellesmere, du Groenland et de l'île de Baffin; leur existence est prouvée indirectement par la présence de débris transportés

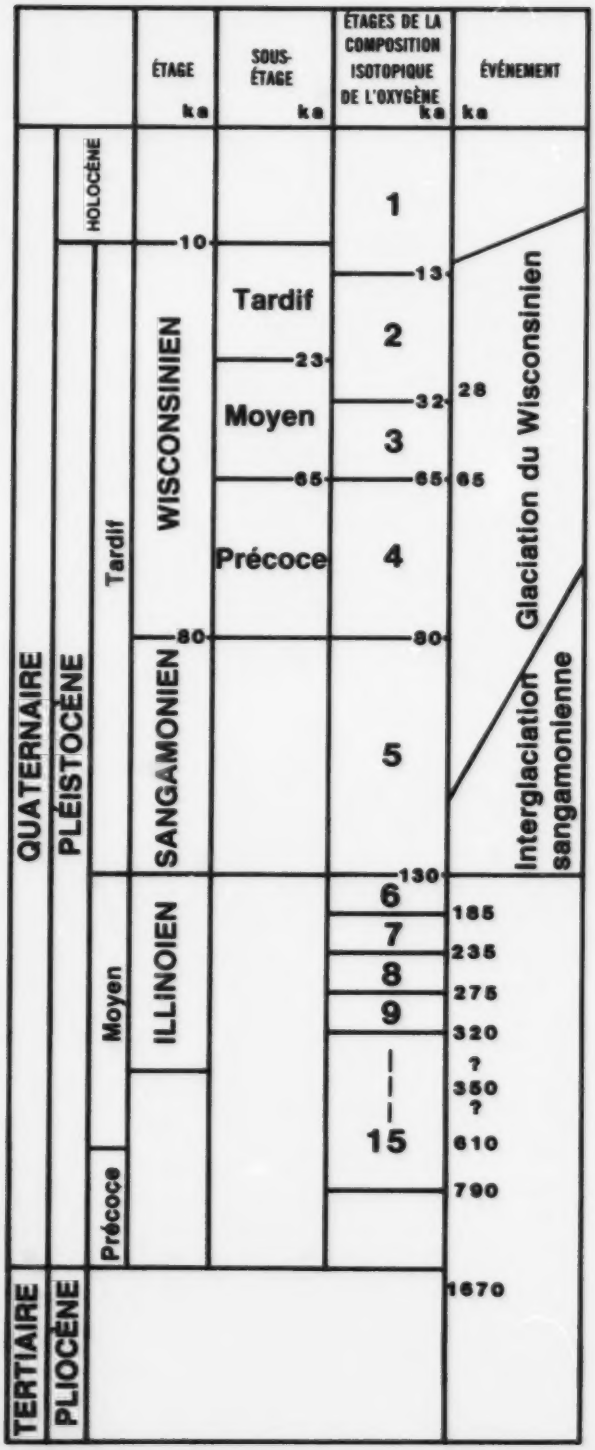


Figure 19-6. Nomenclature chronostratigraphique quaternaire (tirée de Fulton et Prest, 1987, fig. 2).

par radeaux de glace dans les sédiments des océans Atlantique (Berggren, 1972) et Arctique (Herman et Hopkins, 1980), et de couches marines soulevées de la Formation de Kap København du Pliocène supérieur, dans l'extrême nord du Groenland (Funder et al., 1985).

Pléistocene précoce et moyen

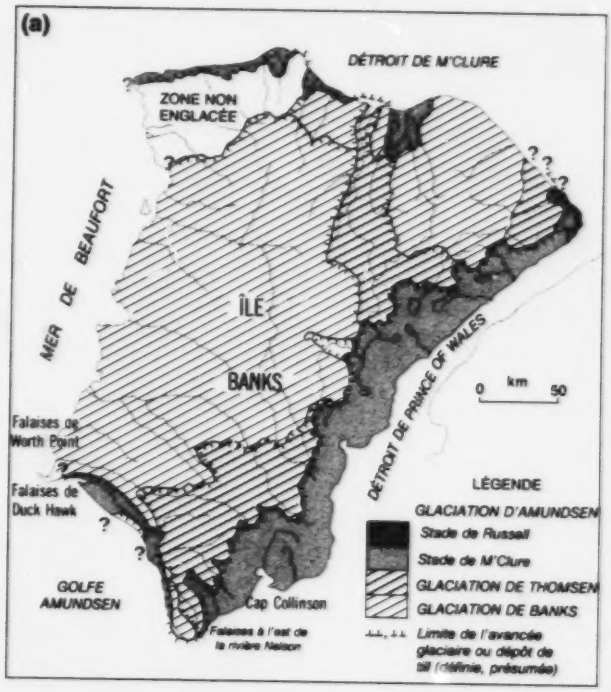
Les dépôts morainiques dégradés qui sont trouvés sporadiquement dans les îles occidentales et le Groenland septentrional ont été laissés là durant au moins une avancée glaciaire venue du sud. Dans le Groenland septentrional, ce till est interprété comme étant le produit d'un événement unique qui a reçu le nom informel de glaciation de Bliss Bugt et est vraisemblablement corrélatif d'une avancée des glaces groenlandaises dans le nord-est de l'île d'Ellesmere (Kelly et Bennike, 1985). Cette dernière a laissé derrière elle à quelques endroits des blocs erratiques groenlandais jusqu'à une altitude de 800 m au-dessus du niveau de la mer (Christie, 1967). Sur la rive ouest du détroit de Nares, la limite supérieure du till est inclinée vers le sud, signe que le glacier est venu du Groenland (England et al., 1981). Des moyennes terres profondément altérées et dépourvues de blocs erratiques se dressent par endroits au-dessus de cette zone. Au cours du retrait des glaces du Groenland, une terrasse marine de contact glaciaire s'est formée à 285 m au-dessus du niveau marin; l'aminochronologie de coquilles indique qu'elle date de 0,5 à 1 Ma (Retelle, 1986; England, 1987). L'avancée subséquente très étendue vers l'est des glaces de l'île d'Ellesmere a laissé derrière elle un till qui recoupe les blocs erratiques groenlandais. Les sédiments accumulés dans des mers atteignant jusqu'à 175 m au-dessus du niveau marin, sont trop vieux pour être datés par la méthode du carbone radioactif (^{14}C). La position de ces deux lignes de rivage anciennes au-dessus du rivage du Wisconsinien tardif (120 m au-dessus du niveau marin) montre que les glaciations connexes ont été plus étendues, c'est-à-dire qu'il s'en est suivie une dépression isostatique plus profonde et donc un relèvement plus marqué. La limite ouest des avancées locales dans l'île Ellesmere (qui atteignent 2 - 500 m) et l'île Axel Heiberg (2 200 m) et les liens qui existent entre cette glace et l'inlandsis qui a recouvert les îles occidentales de la Reine-Élisabeth, restent inconnus.

Presque toute la région au sud du passage Parry a été envahie au moins deux fois par des glaciers venus de centres de dispersion continentaux. Des événements antérieurs à la dernière glaciation sont reconnus dans trois régions.

(1) L'île Banks contient l'une des séquences les plus complètes de sédiments quaternaires de l'Amérique du Nord qui sont conservés dans des séquences de sédiments non glaciaires, principalement d'origine terrestre, dans des dépôts morainiques de trois glaciations (fig. 19-7a) et dans des sédiments marins et lacustres proglaciaires (Vincent, 1983). La Formation de Worth Point est probablement le dépôt le plus ancien du Quaternaire qui soit reconnu dans des coupes; il s'agit d'un dépôt non glaciaire de toundra boisée qui repose sur les sédiments fluviatiles de la Formation de Beaufort, du Néogène (fig. 9-7b). La Formation de Duck Hawk Bluffs lui est sus-jacente et comprend du till de la glaciation de Banks (la plus ancienne et la plus étendue des glaciations connues), des sédiments glaciolacustres contemporains et des sédiments marins

préglaciaires et postglaciaires. Des glaces en provenance d'une source continentale ont recouvert la majeure partie de l'île à cette époque.

Dans le sud de l'île Melville, Vincent (1984) a mis en corrélation une zone de kames proéminents et de till con-



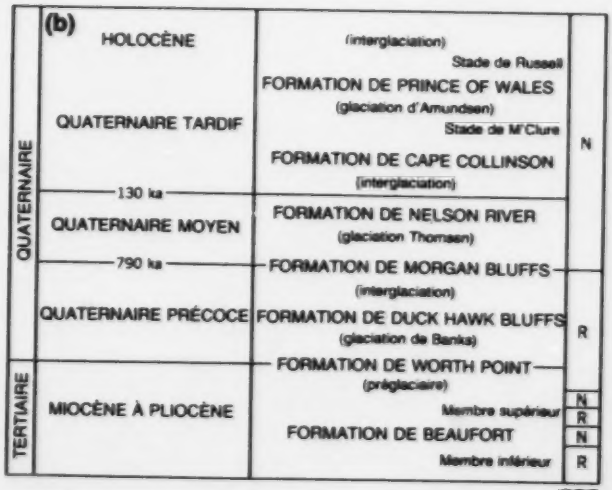


Figure 19-7. Événements quaternaires dans l'île Banks (modifiés d'après Vincent, 1989). (a) Limite des glaciations et répartition des nappes de till. (b) Âge des formations et des événements. La colonne de droite indique la magnétisation (N = normale, I = inverse).

nexe, soitle till de Dundas décrit par Hodgson et al. (1984), avec la glaciation de Banks. Ainsi, si l'hypothèse s'avère exacte, les dépôts morainiques dégradés qui se trouvent dans les îles occidentales de la Reine-Élisabeth et qui sont manifestement plus anciens que le till de Dundas, représentent une avancée glaciaire plus ancienne et plus étendue qui n'a pas encore été reconnue dans l'île Banks.

Durant l'interglaciaire subséquent, la Formation de Morgan Bluffs a été mise en place dans un milieu légèrement plus chaud qu'aujourd'hui, lorsque le niveau marin était 20 à 30 m plus élevé. Les données paléomagnétiques révèlent que la limite du Pléistocène précoce et moyen (à 790 ka) se situe dans cette unité non glaciaire.

Au cours de la deuxième glaciation, celle de Thomsen, il y a eu mise en place, dans la moitié est de l'île, du till de la Formation de Nelson River. Cette glaciation a été suivie par une période interglaciaire plus chaude qu'aujourd'hui, qui a laissé des dépôts riches en débris organiques (Formation de Cape Collinson). La datation au carbone radioactif donne des âges supérieurs à 49 ka et à 61 ka (trop anciens pour être datés par la méthode), et cette période interglaciaire date donc vraisemblablement du Sangamonien (fig.19-6, 19-7b).

(2) Une seule succession stratigraphique pléistocène a été décrite dans la partie centrale de la région au sud du passage Parry; elle se trouve à la rivière Pasley, dans la partie ouest de la presqu'île de Boothia (Dyke et Mathews, 1987). Un gravier fluviatile est intercalé entre des séquences glaciogéniques supérieure et inférieure et date probablement du Sangamonien; il contient des fossiles de végétaux et d'insectes qui témoignent d'un climat au moins aussi chaud que celui d'aujourd'hui.

(3) Dans l'île Bylot (fig.19-1), la présence de blocs erratiques sporadiques révèle qu'une grande partie de l'île, jusqu'à une altitude d'au moins 1 100 m, a été envahie par des glaces continentales s'écoulant vers le nord (Klassen, 1985). Cet événement a été suivi par l'expansion de glaciers locaux. À proximité de l'inlet Pond, des sédiments trouvés dans une coupe datent vraisemblablement de cette glaciation; ils sont recouverts par des dépôts organiques interglaciaires qui indiquent que le climat était plus chaud que celui d'aujourd'hui (stade du Sangamonien?).

Glaciation du pléistocène tardif
Îles de la Reine-Élisabeth et Groenland

L'analyse de carottes provenant de calottes glaciaires situées dans l'est de l'archipel laisse croire qu'il y a eu régénération de la glace vers 100 ka, à la fin d'une période interglaciaire libre de glace (fig.19-8; Koerner, 1989). Aucune indication terrestre n'a été trouvée d'une glaciation importante au Wisconsinien précoce (de 80 à 65 ka), bien que sur la côte nord-est de l'île d'Ellesmere, une avancée des glaces provenant des moyennes terres puisse dater de cette époque (England et al., 1981).

Un certain nombre de dépôts organiques d'origine continentale qui contiennent des végétaux et des animaux caractéristiques de l'Arctique moyen ou du Bas-Arctique, ont donné des âges ^{14}C allant de 20 à 45 ka (Blake, 1982; Hodgson, 1985); l'âge véritable de certains d'entre eux ou de tous peut dépasser 50 ka (Blake, 1974). Certaines questions n'ont pas encore été réglées, à savoir si ces dépôts sont d'origine interglaciaire, s'ils proviennent d'une baie

interstadiaire libre de glace ou plutôt d'un milieu non glaciaire qui a persisté tout au long du Pléistocène tardif. Certains dépôts témoignent de niveaux marins aussi bas que celui d'aujourd'hui et d'autres, de niveaux plus élevés que le maximum holocène (Washburn et Stuiver, 1985). Des coquilles trouvées à des altitudes pouvant atteindre 600 m au-dessus du niveau marin ont probablement été transportées par la glace.

Dans la majeure partie du nord de l'archipel, les données sur le Wisconsinien tardif (de 23 à 10 ka) sont tout aussi peu nombreuses, et plusieurs hypothèses controversées ont donc été formulées. Ces idées ont évolué en trois étapes.

(1) Durant la première moitié du XX^{e} siècle, la rareté des formes glaciaires a mené à l'hypothèse voulant que la dernière glaciation ait été limitée, ou encore qu'à certains endroits, l'expansion n'ait pas dépassé les marges actuelles (voir la synthèse de Washburn, 1947).

(2) Au milieu du siècle, la théorie de la glacio-isostasie a été appliquée aux résultats de la cartographie de reconnaissance et de la datation au carbone radioactif des lignes de rivage soulevées, et l'existence d'une couverture de glace très étendue au Pléistocène tardif a été proposée. Blake (1970) a formulé l'hypothèse de l'«inlandsis innuitien»; selon Prest (1969), cet inlandsis était constitué d'un dôme de glace du Wisconsinien tardif qui a recouvert les îles de la Reine-Élisabeth (fig.19-9).

(3) Plus tard, les chercheurs ont constaté que l'enfoncement de la lithosphère s'étend au-delà des marges d'un inlandsis; qu'il peut être accru par l'interaction de calottes glaciaires adjacentes indépendantes; et qu'une couverture glaciaire beaucoup moins étendue peut donc donner lieu au relèvement postglaciaire généralisé et à la régression considérable des lignes de rivage. England (1974, 1976) a confirmé cette théorie dans le nord-est de l'île d'Ellesmere; d'après lui, les moraines de Hazen représentent une limite glaciaire du Wisconsinien tardif (fig.19-5). Il a donc remplacé le concept d'un «inlandsis innuitien» unique par celui d'un «complexe glaciaire de Franklin» non contigu (composé d'un certain nombre de nappes glaciaires distinctes), et a rétabli le concept de la couverture minimale qui avait été proposée durant la première moitié du siècle (voir Paterson, 1977). Or, le modèle de la couverture minimale n'explique pas de façon satisfaisante l'existence d'une crête d'émersion maximale qui s'étend du centre ouest de l'île d'Ellesmere vers le sud-ouest jusqu'à l'île Bathurst (Blake, 1970, fig.12; Andrews, 1970, fig.7-8 et 7-9) et traverse le centre hypothétique de l'«inlandsis innuitien».

Les indices les mieux conservés de la dernière glaciation se trouvent dans l'île d'Ellesmere dans le nord-est de laquelle des études très détaillées ont été faites. England (1983) a proposé l'existence, tout au long du Wisconsinien tardif, d'un corridor non englacé entre l'île d'Ellesmere et le Groenland; ce corridor aurait été partiellement occupé par une mer «pléniglaciaire» dont le rivage était plus élevé que celui d'aujourd'hui et qui aurait vraisemblablement entouré le territoire non englacé, au-delà du complexe glaciaire de Franklin. Son rivage est basculé et se soulève au sud-est, et passe de 120 m au-dessus du niveau marin aux moraines de Hazen, à 150 m dans le nord-est du Groenland (fig.19-10). Cette inclinaison est une conséquence du relèvement de la surface qui était

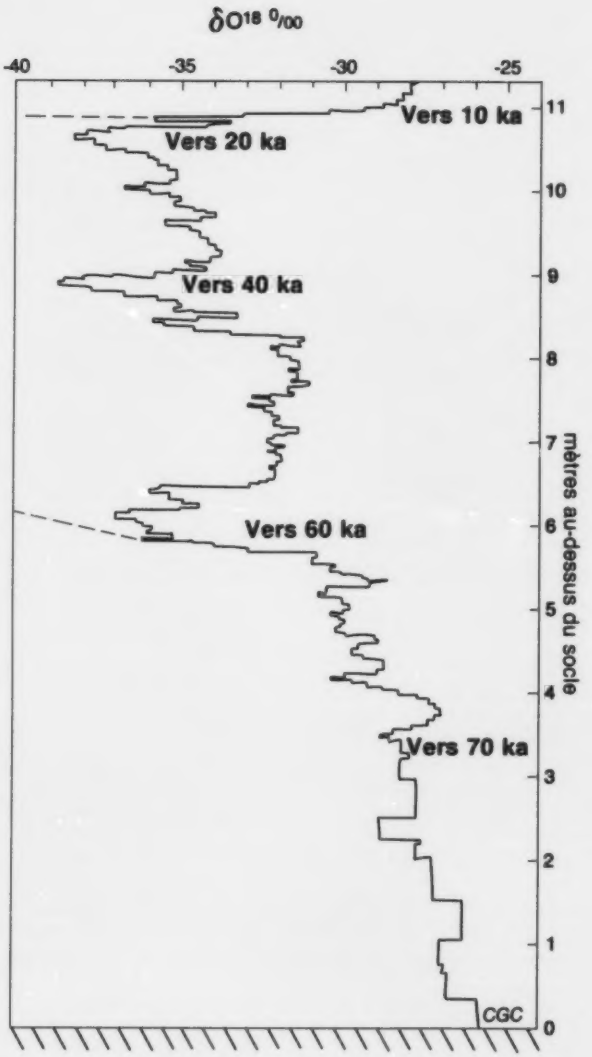


Figure 19-8. Profil des isotopes de l'oxygène à la base de la calotte glaciaire Agassiz, montrant les changements de température (plus froid à gauche; tiré de Koerner, 1989).

déprimée sous la charge exercée par les glaces groenlandaises (England, 1982, 1983, 1985). Dans l'île d'Ellesmere, au nord des monts Grant Land, au-delà de l'influence des glaces groenlandaises, la déglaciation a commencé il y a 10 ka, soit 2 000 ans avant la déglaciation à l'endroit des moraines de Hazen, au sud-est (England, 1978, 1983, 1985; Bednarski, 1984, 1986).

Dans le centre de l'île d'Ellesmere, à l'ouest des grandes calottes glaciaires actuelles, des dépôts morainiques et des modelés proglaciaires forment une zone de 500 km de longueur et ont été produits entre il y a 9 ka et 7 ka par une marge glaciaire en fluctuation (fig.19-5; Hodgson, 1973, 1985). D'après Hodgson, la dernière limite glaciaire se trouvait à une distance inconnue à l'ouest de cette zone, et

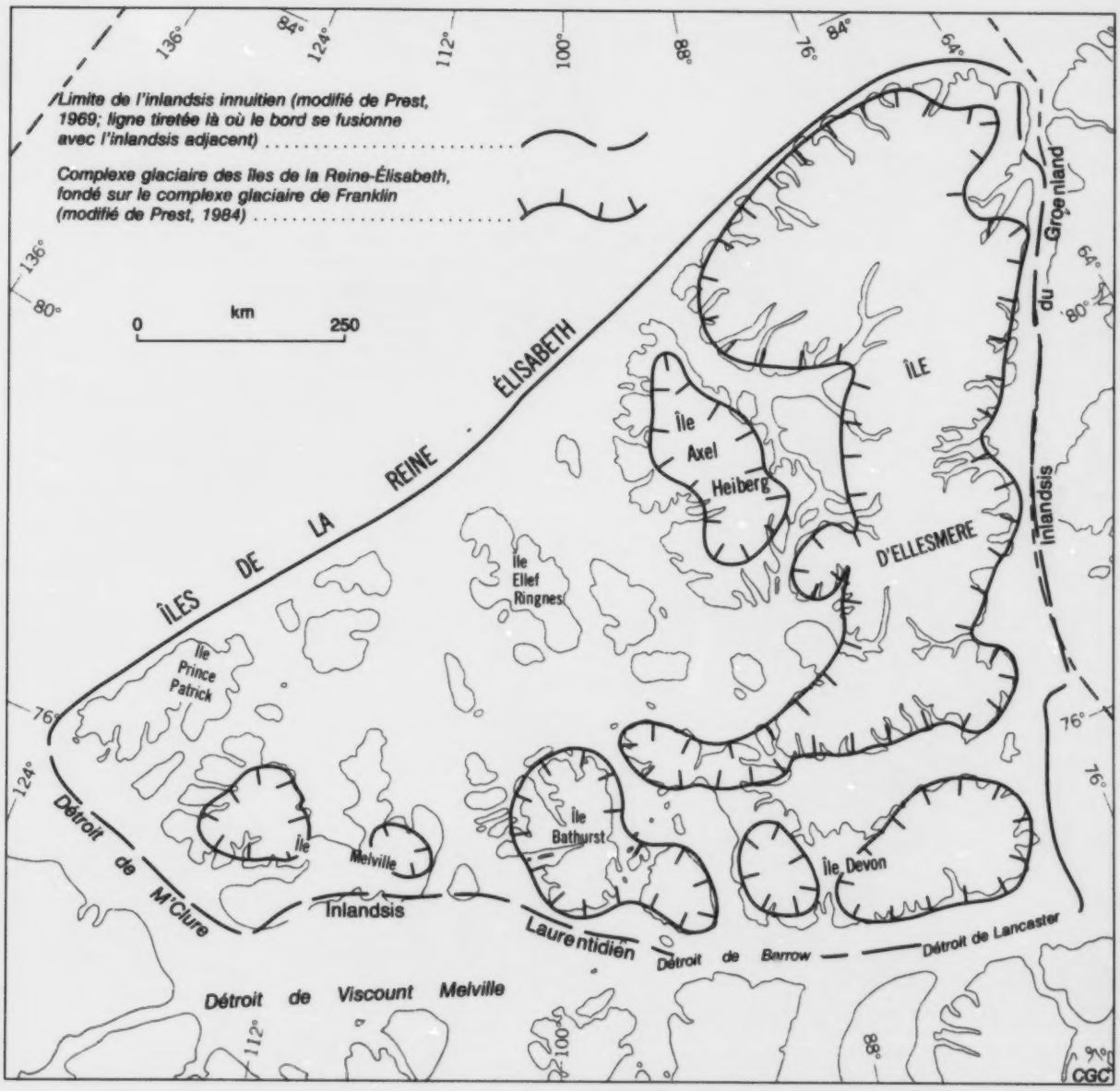


Figure 19-9. Divers concepts de l'étendue de la dernière glaciation. Le maximum correspond au concept d'un inlandsis contigu (adapté de Prest, 1969, 1970) et le minimum, à un complexe de glaciers non contigus (adapté de Prest, 1984).

la presqu'île Grinnell dans l'île Devon et une grande partie du centre et du sud de l'île d'Ellesmere ont été englacées à cette même époque.

Ailleurs dans les îles de la Reine-Élisabeth, les seuls modelés glaciaires connus du Wisconsinien tardif se trouvent dans l'île Axel Heiberg (Boesch, 1963) et le sud de l'île Melville, qui a été envahie par l'inlandsis laurentidien (voir ci-dessous).

Dans le Groenland septentrional, une glaciation étendue qui a eu lieu entre la glaciation de Bliss Bugt et la transgression marine holocène est rapportée provisoirement au sous-stade du Wisconsinien tardif; Funder (1989) lui a donné le nom informel de glaciation d'Independence Fjord. Cette nappe de glace peu épaisse a épousé la topographie; au nord-ouest, elle peut avoir produit une plateforme de glace qui s'est étendue jusqu'à l'île d'Ellesmere (Funder et Larsen, 1982). À cette époque, une calotte

glaciaire dynamiquement indépendante couvrait les montagnes de la Peary Land. Les partisans de l'hypothèse de la glaciation étendue croient aussi que les glaces groenlandaises ont comblé le détroit de Nares (fig.19-11), qu'elles ont fusionné avec les glaces de l'île d'Ellesmere et qu'elles se sont écoulées vers le sud, en direction de la baie de Baffin (Blake, 1977). Cette hypothèse s'oppose au concept d'une «mer pléniglaciaire» proposé par England, concept qui, selon lui, est appuyé par des observations de terrain faites dans la Hall Land, dans le nord-ouest du Groenland (England, 1985, 1987); or, Bennike et d'autres (1987) ne partagent pas cet avis.

Au sud du passage Parry: Inlandsis laurentidien

Les dômes de glace adjacents qui ont occupés une grande partie de l'Amérique du Nord septentrionale au cours de la dernière glaciation ont formé l'inlandsis laurentidien (Fulton et Prest, 1987). La glaciation wisconsinienne englobe la glaciation régionale d'Amundsen, au nord-ouest, durant laquelle les glaces se sont écoulées à partir d'une source continentale jusque dans l'île Banks, et la glaciation de Foxe, au nord-est, au cours de laquelle une masse de glace dynamiquement distincte a recouvert l'île de Baffin et le bassin de Foxe.

Il est généralement accepté que les marges glaciaires ont reculé au cours du sous-stade du Wisconsinien moyen; cependant, deux questions restes très controversées, à savoir si l'inlandsis laurentidien s'est largement désintégré par la suite, ou s'il y a eu développement d'une nouvelle période glaciaire (Dredge et Thorleifson, 1987; Dyke et Prest, 1987).

Même si l'inlandsis du Wisconsinien tardif peut être daté par la méthode du carbone radioactif, son étendue demeure tout aussi controversée (Dyke et Prest, 1987, fig.1). Selon l'hypothèse actuelle, au nord-est, la marge glaciaire se trouvait loin derrière celle du Wisconsinien précoce; au nord-ouest, elle était soit atténuée (Vincent, 1984), soit plus étendue (Dyke, 1987). Peu importe si la limite septentrionale de l'inlandsis laurentidien était épaisse et ancrée ou si elle formait une plate-forme flottante, elle se situait manifestement le long du passage Parry et confinait aux îles méridionales de la Reine-Élisabeth, ou même les recouvrait.

Suit la séquence des événements régionaux du stade du Wisconsinien. Dans l'extrême nord-est de la région, au début de la glaciation de Foxe (appelée localement et informellement «glaciation d'Éclipse»), une langue glaciaire importante a rempli le détroit de Lancaster et envahi l'île Bylot, atteignant 600 m d'altitude sur la côte nord (Klassen, 1985). Cet événement a été suivi de près par la dernière grande expansion des calottes glaciaires locales. Une avancée moins étendue, probablement au Wisconsinien tardif, a recouvert le nord de l'île Bylot jusqu'à 15 m au-dessus du niveau marin actuel. Le glacier avait une surface horizontale, phénomène qui indique qu'il faisait partie d'une plate-forme de glace situé dans le détroit de Lancaster, et provenait vraisemblablement de l'inlet PrinceRegent (fig.19-12; Dyke et Prest, 1987).

Selon Vincent (1983), la glaciation d'Amundsen, au nord-ouest, a comporté deux stades distincts dont témoigne la Formation de Prince of Wales non datée (fig.19-7). La première avancée glaciaire a eu lieu au cours du stade de

Figure 19-10. Étendue hypothétique de la mer pléniglaciaire (teinte foncée) par rapport à la dernière limite glaciaire, dans le nord-ouest du Groenland et les parties adjacentes de l'île d'Ellesmere. Les isobases montrent l'inclinaison de la limite supérieure de la mer pléniglaciaire, à des intervalles de 10 m (modifiée d'après England, 1985, fig. 10).

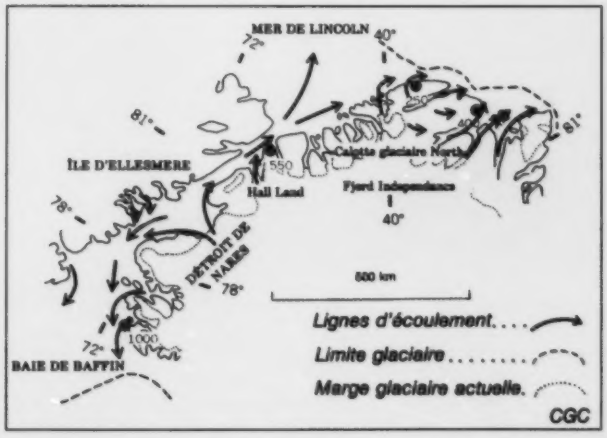


Figure 19-11. Glaciations antérieures et actuelle dans le Groenland septentrional. Modèle conceptuel de la glaciation d'Independence Fjord (Wisconsinien tardif), position proposée des marges glaciaires, principales lignes d'écoulement et altitude de la surface glaciaire (en mètres au-dessus du niveau marin actuel). Le modèle se fonde entièrement sur des indices terrestres. (D'après Funder, 1989)

M'Clure (Wisconsinien précoce?) et a envahi presque toutes les côtes de l'île Banks et le sud de l'île Melville, tout en laissant des nunataks dans le nord-ouest de l'île Victoria. La dernière avancée, qui a eu lieu durant le stade de Russell du Wisconsinien tardif, n'a peut-être touché que l'extrême nord-est de l'île Banks. Dyke a réinterprété ces données et rapporte les deux stades de la glaciation d'Amundsen au Wisconsinien moyen ou tardif; il propose une corrélation avec les événements survenus dans l'île Bylot.

Hodgson et al. (1984) ont proposé que des glaces laurentidiennes, qui étaient partiellement échouées dans le passage Parry, ont laissé derrière elles un till qui se trouve maintenant le long de la côte sud de l'île Melville. Vers 10 ka, une réavancée de la plate-forme de glace flottante de Viscount Melville Sound a été à l'origine de l'accumulation du Till de Winter Harbour, dont la surface est uniforme, sur tous les rivages du détroit de Viscount Melville (Hodgson et Vincent, 1984). Cet événement a interrompu brièvement le retrait global de ce secteur de l'inlandsis laurentidien et est dû à l'instabilité des glaciers qui vêlaient dans les chenaux interinsulaires. À 8,5 ka, la marge de l'inlandsis avait déjà rejoint le continent, sauf à l'est, où le bassin de Foxe est resté englacé jusqu'à 7 ka (Dyke et Prest, 1987).

Toute fin du Pléistocène et Holocène

La toute fin du Pléistocène et le début de l'Holocène ont été caractérisés par un réchauffement climatique qui a provoqué le retrait global de la glace (à l'exception d'avancées locales) et, en même temps, le relèvement de la croûte et la régression marine. Ces événements ont été diachrones, ayant opéré plus tôt dans l'ouest de l'Arctique que dans l'est.

La régression marine a commencé avant 12 ka dans les îles occidentales, comparativement à 6 ou 7 ka aux moraines de Hazen. L'émersion dépasse 160 m dans les îles centrales de l'archipel de la Reine-Élisabeth, et baisse à plusieurs dizaines de mètres ou moins aux deux extrémités du passage Parry, où une transgression (eustatique?) pourrait être en cours actuellement. Au sud de la partie centrale du passage Parry, des lignes de rivage ont été relevées à 250 m d'altitude. Des courbes d'émersion similaires, qui semblent se fonder sur la même fonction, ont été tracées pour de nombreuses localités, mais elles présentent certaines différences régionales marquées (fig.19-13). Dans les courbes 1 et 2, les sommets plans pourraient représenter le mode d'émersion pour les régions qui se trouvaient au-delà de la limite de glaciation (England, 1983); autrement, ces courbes restent unies même lorsqu'un grand nombre de données proviennent d'une même localité (Blake, 1975).

Les changements dans la flore et la faune marines et terrestres, les fluctuations des marges glaciaires et les propriétés physiques déterminées à l'aide de carottes de glace prélevées aux lignes de partage sommitales stables des calottes glaciaires, témoignent de variations climatiques au cours de l'Holocène. Les données glaciaires recueillies dans le nord-est de l'archipel (Koerner, 1989) indiquent que le climat s'est réchauffé vers 10 ka (fig.19-6) et que ce réchauffement a atteint un maximum entre 9 ka et 7 ka, dans la calotte Agassiz, et à 5 ka, dans la calotte Devon, où

Figure 19-12. Paléogéographie d'il y a 18 ka (modifiée de Dyke et Prest, 1987).

il coïncide avec des mers très libres de glace. Un épisode de refroidissement progressif a eu lieu vers 4 ka et a été suivi par une période généralement froide, avec un minimum au Néoglaciaire (ou Petit Âge glaciaire), entre 1570 et 1850 ap. J.-C. Un grand nombre de langues émissaires de glaciers et de marges de calottes glaciaires occupent actuellement leur position la plus avancée depuis le retrait du début de l'Holocène (England, 1978; Blake, 1981); d'autres, y compris des plates-formes de glace au large du nord de l'île d'Ellesmere, ont reculé au cours du XX^{e} siècle.

Les indices marins et terrestres du réchauffement holocène coïncident généralement avec les données glaciaires: par exemple, l'accumulation accrue de tourbe durant l'Holocène moyen et la destruction de lichens sur les hauts plateaux au Néoglaciaire (Blake, 1974; Brassard et Blake, 1978; Koerner, 1980; Edlund, 1985). L'arrivée de bois flotté (en provenance de l'ouest de l'Arctique et de la Sibérie), qui a commencé après 9 ka et qui a atteint son maximum entre 6 ka et 4 ka (Blake, 1972; Stewart et England, 1983) est attribuable à un réchauffement général qui a pu faire disparaître une partie de la glace dans l'océan Arctique. L'apport de bois flotté au cours des quelques derniers millénaires pourrait coïncider avec le réchauffement intermittent du climat qui a permis l'expansion des cultures paléo-esquimaudes (voir le chapitre 2).

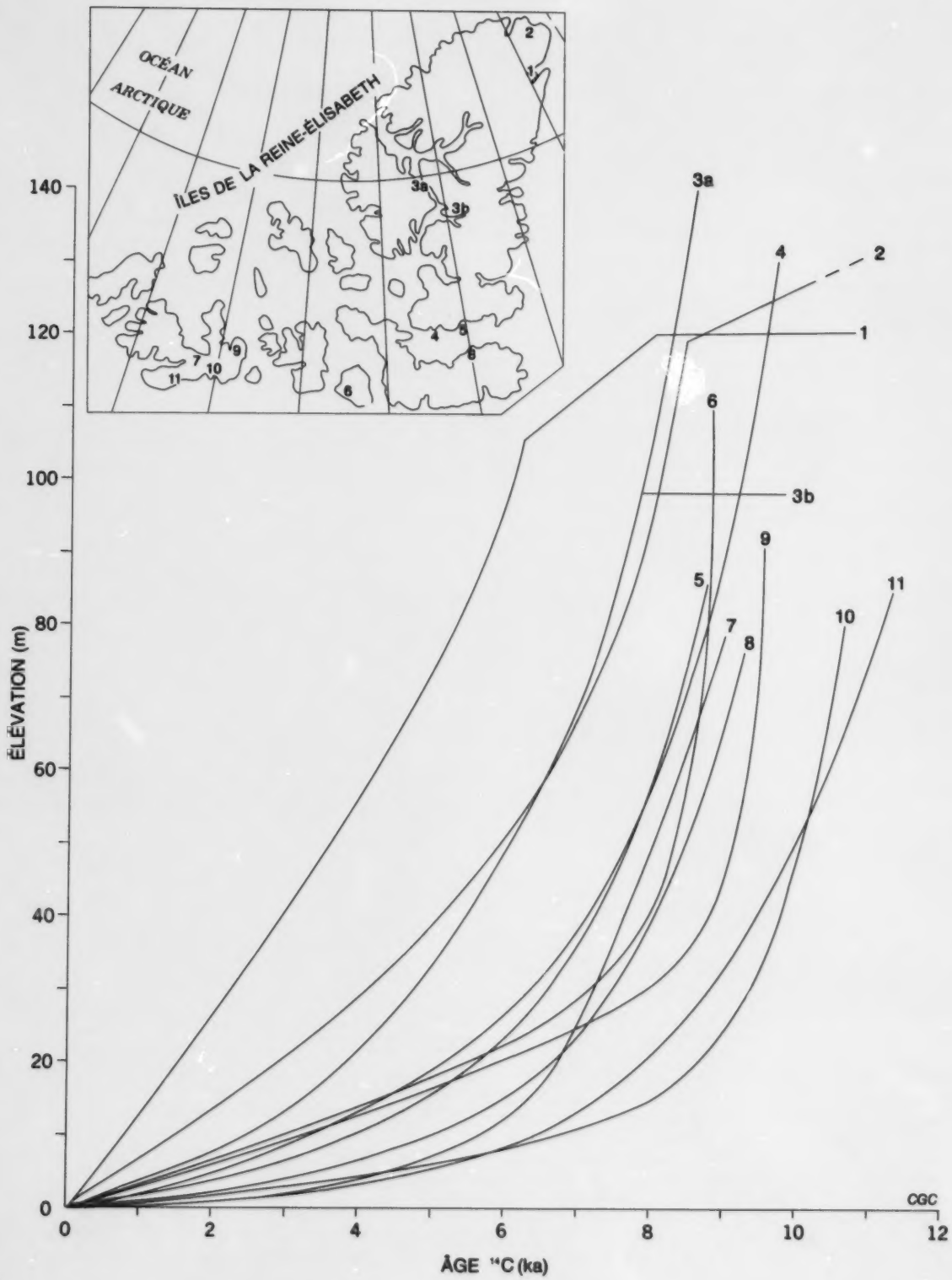

OCÉAN ARCTIQUE
ÎLES DE LA REINE-ÉLISABETH
ÉLÉVATION (m)
ÂGE ¹⁴C (ka)
CGC
0
20
40
60
80
100
120
140
0
2
4
6
8
10
12
1
2
3a
3b
4
5
6
7
8
9
10
11

Figure 19-13. Courbes d'émersion de l'Holocène et de la toute fin du Pléistocène. (1) Nord-est et (2) nord de l'île d'Ellesmere (modifiées d'après England, 1983, fig.7); (3) centre de l'île d'Ellesmere et ouest de l'île d'Ellesmere au détroit d'Eureka (adaptées de Hodgson, 1985, fig.8); (4) cap Storm et (5) fjord South Cape (d'après Blake, 1975, fig.22 et 25); (6) île Cornwallis (modifiée de Washburn et Stuiver, 1985, fig.2); (7) île Melville (d'après Henoch, 1964, fig.6); (8) nord-est de l'île Devon, inlet Truelove (d'après Barr, 1971, fig.5); (9) est et (10) sud de l'île Melville (d'après McLaren et Barnett, 1978, fig.3 et 4); (11) sud de l'île Melville (adaptée de Hodgson et al., 1984).

RÉFÉRENCES

Andrews, J.T.
1970: A geomorphological study of post-glacial uplift with particular reference to Arctic Canada; Institute of British Geographers, Special Publication no. 2.
1989: Quaternary geology of the northeastern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, the Geology of North America, v. K-1).

Andrews, J.T. and Miller G.H.
1976: Quaternary glacial chronology of the eastern Canadian Arctic: a review and a contribution on amino acid dating of Quaternary molluscs from the Clyde cliffs; in Quaternary Stratigraphy of North America, W.C. Mahaney (ed.); Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, p. 1-32.

Bednarski, J.
1984: Glacier fluctuations and sea level history of Clements Markham Inlet, northern Ellesmere Island; unpublished Ph.D. thesis, The University of Alberta, Edmonton, Alberta, 232 p.
1986: Late Quaternary glacial and sea-level events, Clements Markham Inlet, northern Ellesmere Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1343-1355.

Barr, W.
1971: Postglacial isostatic movement in northeastern Devon Island: a reappraisal; Arctic, v. 24, p. 249-268.

Bennike, O., Dawes, P.R., Funder, S., Kelly, M., and Weidick, A.
1987: The late Quaternary history of Hall Land, northwest Greenland: discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 370-374.

Berggren, W.A.
1972: Late Pliocene-Pleistocene glaciation; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 12, T.A. Davies (ed.); U.S. Government Printing Office, p. 953-963.

Blake, W., Jr.
1970: Studies of glacial history in Arctic Canada. I. Pumice, radiocarbon dates, and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 634-664.
1972: Climatic implications of radiocarbon-dated driftwood in the Queen Elizabeth Islands, Arctic Canada; in Climatic Changes in Arctic Areas During the Last Ten-Thousand Years, Y. Vasari, H. Hyvärinen, and S. Hicks (ed.); Acta Universitatis Ouluensis, Ser. A, Scientiae Rerum Naturalium, no. 3, Geologica no. 1, p. 77-104.
1974: Studies of glacial history in Arctic Canada. II. Interglacial peat deposits in Bathurst Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1025-1042.
1975: Radiocarbon age determinations and postglacial emergence at Cape Storm, southern Ellesmere Island, Arctic Canada; Geografiska Annaler, v. 57A, p. 1-71.
1977: Glacial sculpture along the east-central coast of Ellesmere Island, Arctic Archipelago; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 77-1C, p. 107-115.
1981: Lake sediment coring along Smith Sound, Ellesmere Island and Greenland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 191-200.
1982: Terrestrial interstadial deposits, Ellesmere Island, N.W.T., Canada (abstract); in Character and Timing of Rapid Enviromental and Climatic Changes; American Quaternary Association, National Conference (7th Biennial) Abstract; Seattle, Washington, p. 73.

Boesch, H.
1963: Notes on the geomorphological history; in Axel Heiberg Research Reports, Preliminary Report 1961-62, F. Müller et al.; McGill University, Montreal, p. 163-167.

Brassard, G.R. and Blake, W., Jr.
1978: An extensive subfossil deposit of the arctic moss *Aplodon wormskioldii*; Canadian Journal of Botany, v. 56, p. 1852-1859.

Canadian Hydrographic Service
1979: General Bathymetric Chart of the Oceans; Chart 5-17, 5th edition; Canada Department of Fisheries and Oceans, scale 1: 6 000 000.

Carter, L.D., Heginbottom, J.A., and Woo, M.
1987: Arctic Lowlands; in Geomorphic Systems of North America, W.L. Graf (ed.); Geological Society of America, Decade of North American Geology, Centennial Special Volume 2, p. 583-628.

Christie, R.L.
1967: Reconnaissance of the surficial geology of northeastern Ellesmere Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 138, 50 p.

Dredge, L.A. and Thorleifson, L.H.
1987: The Middle Wisconsinan history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 215-235.

Dyke, A.S.
1983: Quaternary geology of Somerset Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 404, 32 p.
1984: Quaternary geology of Boothia Peninsula and northern District of Keewatin, central Canadian Arctic; Geological Survey of Canada, Memoir 407, 25, 26, p.
1987: A reinterpretation of glacial marine limits around the northwestern Laurentide Ice Sheet; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 591-601.

Dyke, A.S. and Dredge, L.A.*
1989: Quarternary geology of the northwestern Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Dyke, A.S. and Matthews, J.V., Jr.
1987: Stratigraphy of Quaternary sediments along Pasley River, Boothia Peninsula, central Canadian Arctic; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 23-344.

Dyke, A.S. and Prest, V.K.
1987: Late Wisconsinan and Holocene record of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263.

Edlund, S.A.
1983: Bioclimatic zonation in a High Arctic region: central Queen Elizabeth Islands; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 381-390.
1985: Lichen-free zones as neoglacial indicators on western Melville Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 709-712.
1987: Plants: living weather stations; Geos, v. 16, p. 9-13.

England, J.
1974: The glacial geology of the Archer Fiord – Lady Franklin Bay area, northeastern Ellesmere Island, N.W.T., Canada; unpublished Ph.D. thesis, Department of Geography, University of Colorado, Boulder, Colorado, 234 p.
1976: Late Quaternary glaciation of the eastern Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada: alternative models; Quaternary Research, v. 6, p. 185-202.
1978: The glacial geology of northeastern Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 603-617.
1982: Postglacial emergence along northern Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland, a Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 65-75.
1983: Isostatic adjustments in a full glacial sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 895-917.
1985: The late Quaternary history of Hall Land, northwest Greenland; Canadian Journal of Earth Sciences; v. 22, p. 1394-1408.
1987: The late Quaternary history of Hall Land, northwest Greenland: reply; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 374-380.

England, J., Bradley, R.S., and Stuckenrath, R.
1981: Multiple glaciations and marine transgressions, western Kennedy Channel, Northwest Territories, Canada; Boreas, v. 10, p. 71-89.

French, H.M.
1976: The Periglacial Environment; Longmans, London, 309 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Fulton, R.J.
1984: Summary: Quaternary stratigraphy of Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGC Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 1-5.

Fulton R.J. (ed.)*
1989: Quaternary geology of Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1.)

Fulton, R.J. and Prest, V.K.
1987: The Laurentide Ice Sheet and its significance; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 181-186.

Funder, S.*
1989: Quaternary geology of North Greenland; in Chapter 13 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Funder, S. and Larsen, O.
1982: Implications of volcanic erratics in Quaternary deposits of North Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 31, p. 57-61.

Funder, S., Abrahamsen, H., Bennike, O., and Feyling-Hanssen, R.W.
1985: Forested arctic: evidence from North Greenland; Geology, v. 13, p. 542-546.

Fyles, J.G.
1965: Surficial geology, western Queen Elizabeth Islands, in Report of Activities: Field, 1964, Geological Survey of Canada, Paper 65-1, p. 3-5.

Henoch, W.E.S.
1964: Postglacial marine submergence and emergence of Melville Island, N.W.T.; Geographical Bulletin, no. 22, p. 105-126.

Herman, Y. and Hopkins, D.M.
1980: Arctic Ocean climate in Late Cenozoic time; Science, v. 209, p. 557-562.

Hodgson, D.A.
1973: Landscape, and late-glacial history, head of Vendom Fiord, Ellesmere Island; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 73-1B, p. 129-136.
1982: Surficial materials and geomorphic processes, western Sverdrup and adjacent islands; Geological Survey of Canada, Paper 81-9, 37 p.
1985: The last glaciation of west-central Ellesmere Island, Arctic Archipelago, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 347-368.

Hodgson, D.A. (co-ordinator)*
1989: Quaternary geology of the Queen Elizabeth Islands; in Chapter 6 of Quaternary geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Hodgson, D.A. and Vincent, J-S.
1984: A 10,000 yr. B.P. extensive ice shelf over Viscount Melville Sound, Arctic Canada; Quaternary Research, v. 22, p. 18-30.

Hodgson, D.A., Vincent, J-S., and Fyles, J.G.
1984: Quaternary geology of central Melville Island, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 83-16, 25 p.

Kelly, M. and Bennike, O.
1985: Quaternary geology of parts of central and western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 111-116.

Klassen, R.A.
1985: An outline of glacial history of Bylot Island, District of Franklin, N.W.T.; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, Boston, U.S.A., p. 309-327.

Koerner, R.M.
1977: Ice thickness measurements and their implications with respect to past and present ice volumes in the Canadian High Arctic ice caps; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2697-2705.
1980: The problem of lichen-free zones in Arctic Canada; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 87-94.
1989: Queen Elizabeth Islands glaciers; in Chapter 6 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

McLaren, P. and Barnett, D.M.
1978: Holocene emergence of the south and east coasts of Melville Island, Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada; Arctic, v. 31, p. 415-427.

McLean, B., Sonnichsen, G., Vilks, G., Powell, C., Moran, K., Jennings, A., Hodgson, D., and Deonarine, B.
in press: Marine geological and geotechnical investigations in Wellington, Byam Martin, Austin and adjacent channels, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper.

Matthews, J.V., Jr.
1987: Plant macrofossils from the Neogene Beaufort Formation on Banks and Meighen islands, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 73-87.

National Atlas of Canada
1973: Relief profiles; National Atlas of Canada, Physical Geography Section, Map 3-4, 4th edition; Surveys and Mapping Branch, Canada Department of Energy, Mines and Resources, scale 1:15 000 000.

Paterson, W.S.B.
1977: Extent of Late-Wisconsin glaciation in northwest Greenland and northern Ellesmere Island: a review of the glaciological and geological evidence; Quaternary Research, v. 8, p. 180-190.

Prest, V.K.
1969: Retreat of Wisconsin and recent ice in North America; Geological Survey of Canada, Map 1257A, scale 1:5 000 000.
1970:* Quaternary Geology: in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 675-764.
1984: Late Wisconsinan glacier complex; Geological Survey of Canada, Map 1584A, scale 1:7 500 000.

Retelle, M.J.
1986: Glacial geology and Quaternary marine stratigraphy of the Robeson Channel area, northeastern Ellesmere Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1001-1012.

Stewart, T.G. and England, J.
1983: Holocene sea-ice variations and paleoenvironmental change, northernmost Ellesmere Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 15, p. 1-17.

St-Onge, D.A.
1987: An introduction to the continental record of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 187-188.

Taylor, A.E., Burgess, M., Judge, A.S., and Allen, V.S.
1982: Canadian geothermal data collection — northern wells 1981; Energy, Mines and Resources Canada, Earth Physics Branch, Geothermal Service of Canada, Geothermal Series no. 13, 153 p.

Taylor, A. Judge, A., and Desrochers, D.
1983: Shoreline regression: its effect on permafrost and the geothermal regime, Canadian Arctic Archipelago; in Permafrost: Fourth International Conference, Proceedings; National Academy Press, Washington, D.C., p. 1239-1244.

Taylor, R.B. and McCann, S.B.
1983: Coastal depositional landforms in northern Canada; in Shorelines and Isostasy, D.E. Smith and A.G. Dawson (ed.); Institute of British Geographers, Special Publication no. 16, Academic Press, p. 53-75.

Vincent, J-S.
1983: La géologie quarternaire et la géomorphologie de l'île Banks, Arctique Canadien; Commission géologique du Canada, Mémoire 405, 118 p.
1984: Quaternary stratigraphy of the western Canadian Arctic Archipelago; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGC Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 87-100.
1989:* Quaternary geology of the northern Canadian Plains; in Chapter 2 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Vincent, J-S. and Prest, V.K.
1987: The Early Wisconsinan history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 199-213.

Washburn, A.L.
1947: Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, Arctic Canada; Geological Society of America, Memoir 22, 142 p.
1980: Geocryology: a Survey of Periglacial Processes and Environments; John Wiley and Sons, New York, 406 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Washburn, A.L. and Stuiver, M.
1985: Radiocarbon dates from Cornwallis Island area, Arctic Canada — an interim report; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 630-636.

Adresse de l'auteur

D.A. Hodgson
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario)
K1A 0E8

Imprimé au Canada

Chapitre 20
RESSOURCES

A. Ressources pétrolières de l'archipel arctique
A.F. Embry, T.G. Powell et U. Mayr

B. Ressources pétrolières du Groenland septentrional
F.G. Christiansen, S. Piasecki et L. Stemmerik

C. Ressources en charbon de l'archipel arctique
R.M. Bustin et A.D. Miall

D. Ressources en minéraux de valeur commerciale de l'archipel arctique
W. A. Gibbons

E. Ressources en minéraux de valeur commerciale du Groenland septentrional
A. Steenfelt

Références

Chapitre 20

RESSOURCES

A. RESSOURCES PÉTROLIÈRES DE L'ARCHIPEL ARCTIQUE

A.F. Embry, T.G. Powell et U. Mayr

INTRODUCTION

Les premières études géologiques effectuées par la Commission géologique du Canada dans l'archipel arctique canadien ont indiqué que la région avait un bon potentiel pétrolier (Fortier et al., 1954; Douglas et al., 1963). Le premier puits, le Dome Winter Harbour n° 1, a été terminé en 1962 et a montré qu'un anticlinal ellesmérien situé dans la partie sud de l'île Melville était formé d'une forte épaisseur de sédiments de la partie inférieure du Paléozoïque. Le puits était sec et a été abandonné malgré la présence de bons indices de gaz dans des grès du Dévonien moyen. Deux autres puits secs ont été forés au début des années 60 dans la région de l'île Cornwallis et de la partie est de l'île Bathurst.

La Panarctic Oils Limitée, entreprise mixte du gouvernement du Canada et de l'industrie privée, a été constituée en 1967 et quelque temps plus tard, le champ pétrolier géant de Prudhoe Bay a été découvert dans l'Arctique alaskien. À la suite de ces deux événements, l'exploration pétrolière dans l'Arctique canadien s'est rapidement intensifiée. Le premier puits de la Panarctic, le Sandy Point L-46, a été foré pendant l'été de 1969 et le troisième puits, le Drake N-67, foré la même année, a permis de découvrir un champ de gaz géant sur la presqu'île Sabine de l'île Melville. Au début des années 70, les découvertes de gaz se sont succédées rapidement — King Christian en 1970, Kristoffer Bay en 1971, Thor et Hecla en 1972 et Wallis en 1973 — et l'exploration a atteint son point culminant en 1973 avec la complétion de 23 puits et le forage de plus de 60 000 m de roches. (Les noms géographiques et les emplacements des puits sont donnés à la figure 1, en pochette.)

Depuis 1973, les activités de forage déclinent progressivement, malgré les découvertes importantes de pétrole et de gaz, les prix beaucoup plus élevés du pétrole et la création d'encouragements fiscaux par les gouvernements. En 1987, un seul puits a été foré, le plus petit nombre depuis que la Panarctic a commencé ses activités de forage. Jusqu'en avril 1988, 176 puits avaient été forés et 18 champs d'hydrocarbures découverts dans l'archipel arctique (voir la figure 20A-1).

Embry, A.F., Powell, T.G. et Mayr, U.
1991: Ressources pétrolières de l'archipel arctique; dans chap. 20 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Travaux antérieurs

Les données publiées sur la géologie du pétrole dans l'archipel arctique sont peu abondantes. Un certain nombre d'auteurs dont Drummond (1973), Meneley (1977), Stuart Smith et Wennekers (1977), Rayer (1981), Hamilton et Varney (1982) et Nassichuk (1983) ont décrit la géologie générale de la région et ont fait des observations sur les découvertes de pétrole et le potentiel pétrolier. Waylett (1979) a décrit les six champs de gaz découverts en 1978 ou avant, Henao-Londoño (1977a) a traité des réservoirs de plusieurs champs, et Crain (1977) a présenté sommairement quelques problèmes que pose la diagraphie dans ces réservoirs. Embry (1982) a décrit les découvertes d'hydrocarbures faites dans des grès du Trias supérieur et Jurassique inférieur et a supputé les possibilités de nouvelles découvertes dans ces strates.

Waylett (1979), Rayer (1981), Hamilton et Varney (1982), Panarctic (1983) et Procter et al. (1984) ont publié des estimations des réserves de pétrole et de gaz dans les champs découverts. Drummond (1973), McCrossan et Porter (1973), Nassichuk (1983) et Procter et al. (1984) ont pour leur part évalué les découvertes et les réserves ultimes. La Commission géologique du Canada estime actuellement le total des découvertes et des réserves récupérables inexploitées, à 686 x 10^6 m^3 (4,3 x 10^9 b) de pétrole et à 2 257 x 10^9 m^3 (79,7 x 10^{12} pi^3) de gaz (Procter et al., 1984).

Les premiers travaux géochimiques (jusqu'en 1974) effectués dans l'archipel arctique ont été essentiellement des études de reconnaissance qui consistaient à faire l'analyse des déblais de forage pour en doser les hydrocarbures gazeux légers et le carbone organique; ces travaux ont permis de reconnaître les tendances régionales de la maturité (Snowdon et Roy, 1975). Plus tard, Baker et al. (1975) ont avancé que la coupe triasique-jurassique du bassin de Sverdrup avait un bon potentiel gazier, et même que certains intervalles, particulièrement celui d'Awingak-Savik (actuellement la Formation de Jameson Bay), ont un potentiel certain en hydrocarbures liquides. Henao-Londoño (1977b) a publié une étude géochimique préliminaire de l'archipel arctique dans laquelle il évalue la richesse des roches mères d'après leur teneur en carbone organique et leur type pétrographique, ainsi que leur niveau de maturation au moyen de données sur la réflectance de la vitrinite. Powell (1978) a examiné les résultats des

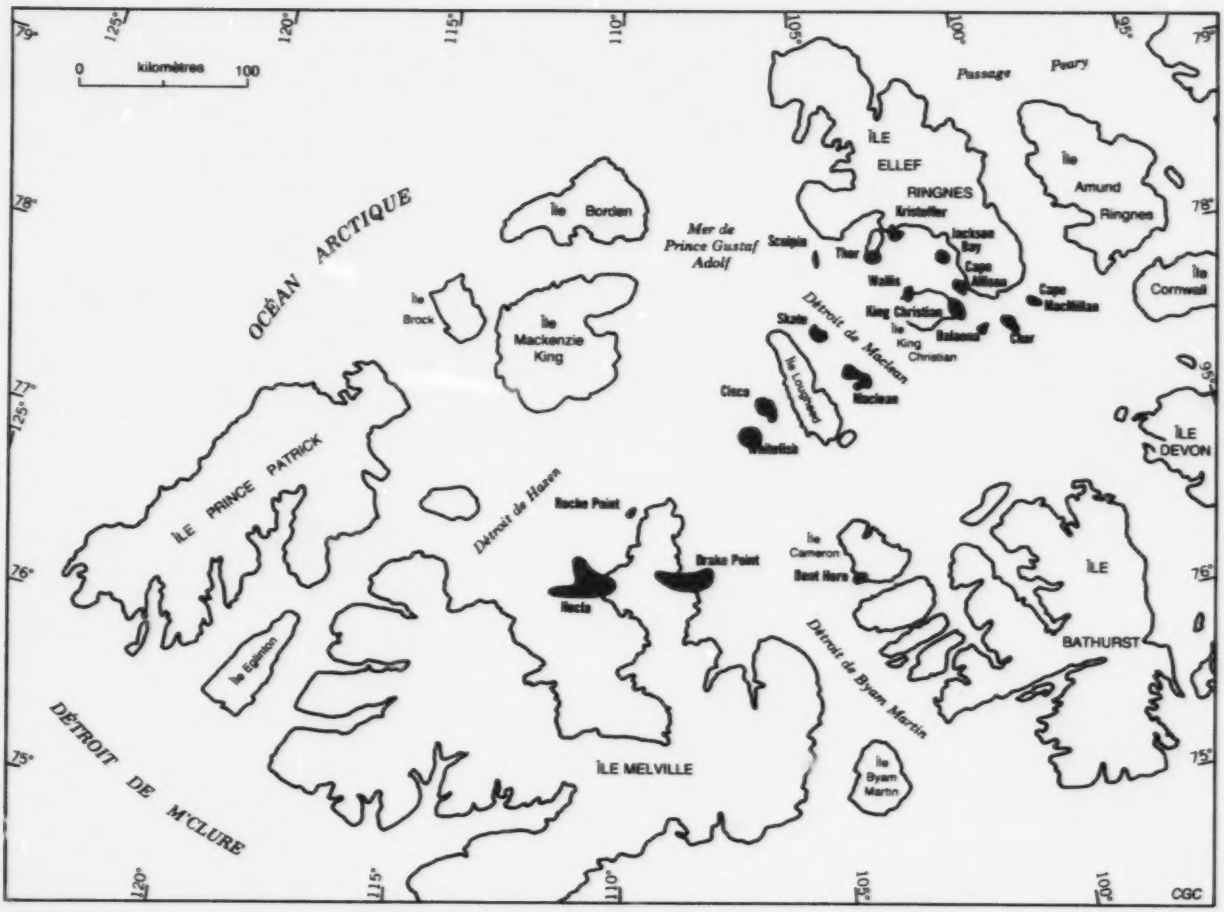


Figure 20A-1. Champs d'hydrocarbures dans l'archipel arctique canadien.

auteurs précédents et a évalué systématiquement le niveau de maturation et le potentiel des roches mères de chacune des principales unités stratigraphiques. Récemment, Brooks et al. (sous presse) ont corrélé les pétroles récupérés et les unités de shale triasiques, riches en matière organique, du Groupe de Schei Point, en fonction de biomarqueurs.

Travaux actuels

Le présent sommaire de la géologie du pétrole de l'archipel arctique est fondé principalement sur des études stratigraphiques, structurales, géochimiques et géophysiques effectuées par la Commission géologique du Canada pendant les trente dernières années, ainsi que sur des renseignements publiés, cités ci-dessus. U. Mayr a rédigé la section sur la géologie du pétrole du Paléozoïque inférieur, et A.F. Embry est responsable des sections sur le Paléozoïque supérieur, le Mésozoïque et le Tertiaire. T.G. Powell a résumé ses travaux sur la géochimie organique, qui sont décrits plus en détail dans le document cité antérieurement.

PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

Découvertes

Un seul champ a été découvert dans les strates inférieures du Paléozoïque, malgré le forage de plus de 50 puits dans des zones d'intérêt. Il s'agit du champ pétrolier Bent Horn, situé dans le sud-ouest de l'île Cameron (fig. 20A-1). Le pétrole se trouve dans des calcaires bioclastiques de la partie supérieure de la Formation de Blue Fiord (Mayr, 1980). Les calcaires de Blue Fiord ne sont généralement pas poreux dans la région de l'île Cameron, mais dans la région de Bent Horn, la porosité est présente et elle s'exprime par des cavités et des cavernes créées par l'eau vadose (Hamilton et Varney, 1982) et par des fractures associées aux plissements et aux failles. Toutefois, même au voisinage du champ pétrolier, la porosité est très sporadique.

Le champ pétrolier se situe à l'intersection de la marge d'une plate-forme de roches carbonatées, à orientation nord-est, et d'un pli ellesmérien, à orientation est-ouest (fig. 20A-2a). Au moins deux failles de chevauchement à vergence nord traversent la partie supérieure de la

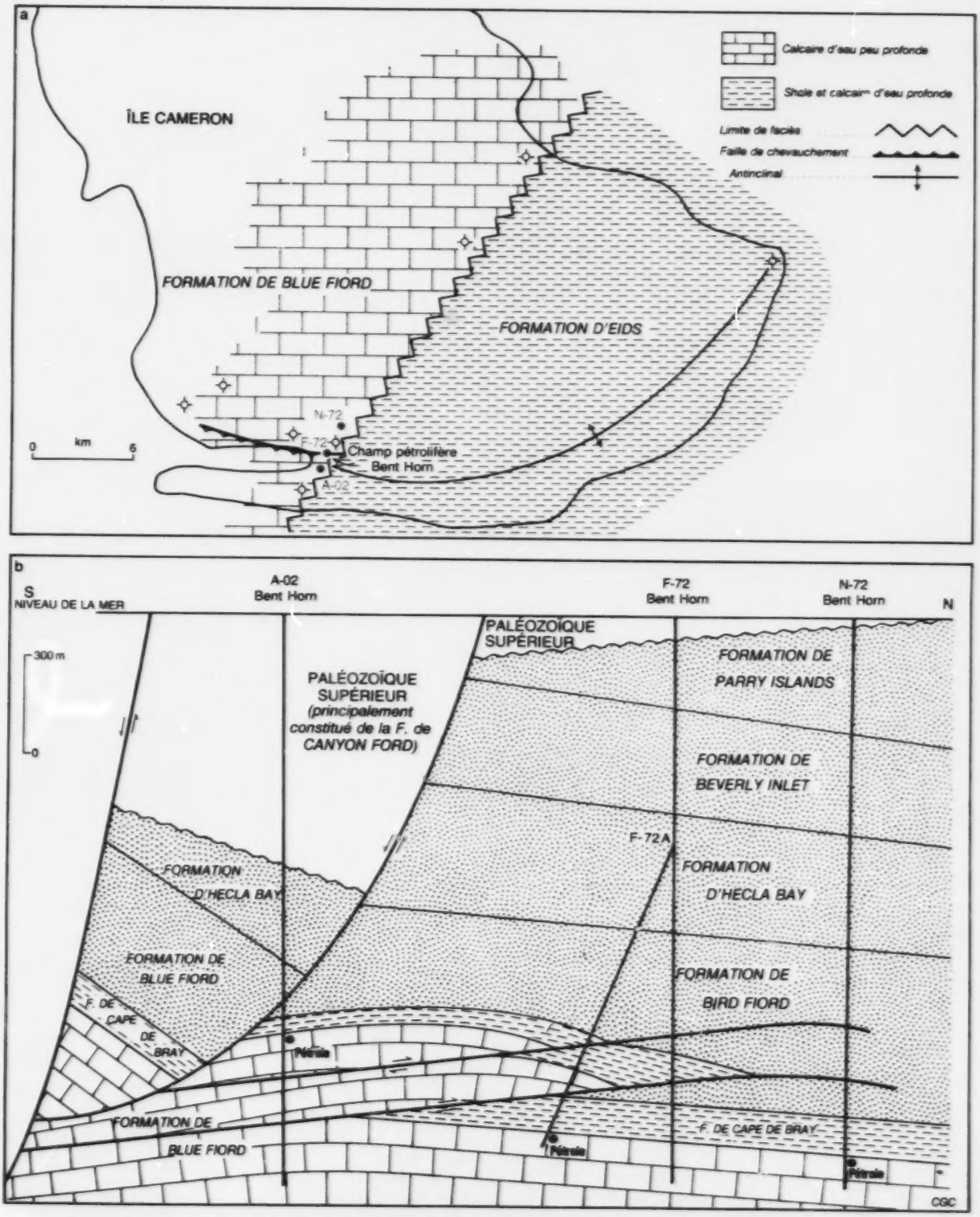


Figure 20A-2. Caractéristiques du champ pétrolier Bent Horn. a) Situé à l'intersection d'une marge de roches carbonatées et d'une structure ellesmérienne. b) Coupe structurale.

Formation de Blue Fiord, donnant ainsi naissance à une hauteur structurale de plus de 400 m (fig. 20A-2b). De grandes failles normales du Paléozoïque supérieur, avec affaissement du compartiment sud, se trouvent à l'intérieur du champ pétrolier et au sud de ce dernier (fig. 20A-2b). Le pétrole se trouve dans les chevauchements et dans le mur de la faille de la Formation de Blue Fiord.

La densité API du pétrole extrait est de 43° et les essais ont indiqué que la production pourrait atteindre 5 300 barils par jour. Toutefois, étant donné la porosité très sporadique et la faible étendue du champ, les réserves récupérables sont faibles et sont actuellement évaluées à $5{,}5 \times 10^6\ m^3$ ($35{,}5 \times 10^6$ b) (D. Smith, communication personnelle, 1983).

Géochimie organique

Des études géochimiques des strates inférieures du Paléozoïque de la plate-forme franklinienne et de la Plate-forme de l'Arctique comprenaient des analyses de gaz et des dosages du carbone organique contenu dans les débris de forage, ainsi que des analyses d'extraits et des analyses élémentaires de kérogènes isolés (Powell, 1978). Puisqu'il est difficile d'établir les tendances régionales des niveaux de maturation et du potentiel des roches mères à cause de la rareté des puits, des complexités structurales et des grandes épaisseurs des roches carbonatées non organiques, on se bornera à n'en donner, dans le présent chapitre, qu'une description très générale.

Des roches mères potentielles ont été reconnues dans deux intervalles de la partie inférieure du Paléozoïque, à savoir les sédiments à grain fin (formations de Weatherall, de Bird Fiord, de Blackley et de Cape de Bray) du prisme de roches clastiques du Dévonien moyen et supérieur, et les shales noirs à graptolites des formations de Cape Phillips et de Kitson (de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur). Les premiers ne contiennent presque pas de carbone organique (environ 0,5 %), mais des données obtenues d'extraits indiquent que la matière organique est susceptible de donner du pétrole dans une vaste région allant de la partie ouest de l'île Melville jusqu'à l'île Cameron. Certaines parties de la Formation de Bird Fiord dans l'île Cameron montrent des indices d'hydrocarbures migrés qui ont dû naître au sein de la formation. Les shales des formations de Kitson et de Cape Phillips sont caractérisés par des teneurs élevées en carbone organique (3 à 5 %) et des rendements élevés en gaz naturel (>50 000 ppm), lorsqu'ils présentent un niveau de maturation avancé. Lorsque les shales se trouvent dans la zone de maturité, les rendements en hydrocarbures indiquent une source possible bonne ou excellente.

Les études géochimiques ont établi que, du point de vue de la génération d'hydrocarbures, tous les forages faits dans la succession de la plate-forme continentale franklinienne ont débuté soit dans la zone de maturité, soit dans la zone de maturité avancée. Dans la partie ouest de l'île Melville, la transition de la zone de maturité à la zone de maturité avancée se trouve dans la partie inférieure de la Formation de Weatherall. Dans l'île Cameron, la transition se trouve à l'intérieur ou au-dessous de la Formation de Blue Fiord. Pour le reste de la région, elle se fait plutôt dans la Formation de Cape Phillips ou les formations équivalentes. Dans l'île Banks, les roches paléozoïques sont pour la plupart à l'état de maturité avancée, à l'exception des roches clastiques du Dévonien moyen et supérieur dans l'est de l'île, qui se trouvent dans la zone de maturité.

Étant donné que les sédiments du prisme de roches clastiques dévoniennes se trouvent soit dans la zone de maturité, soit dans la zone de maturité avancée en surface, il est raisonnable de supposer que l'enfouissement maximal date de la toute fin du Dévonien, avant le soulèvement et l'érosion associés à l'orogenèse ellesmérienne (du Famennien au Viséen). Dans la zone de plissement de Parry Islands, les hydrocarbures se sont probablement formés à cette époque. Des preuves indirectes laissent supposer que le pétrole du champ Bent Horn vient de roches mères localisées au sein de la Formation de Bird Fiord, même si aucune étude concluante de corrélation entre le pétrole et les roches mères n'a été effectuée.

Zones d'intérêt

Meneley (1977) et Rayer (1981) ont délimité les quatre types de zones pétrolières trouvées dans les strates inférieures du Paléozoïque, lesquelles zones ont été mises à l'essai et présentent encore un potentiel. Il s'agit 1) des roches carbonatées de l'Ordovicien inférieur localisées dans des anticlinaux salifères situés sous la Formation de Bay Fiord; 2) des roches carbonatées de l'Ordovicien supérieur (Formation de Thumb Mountain) trouvées dans des anticlinaux et des chevauchements ellesmériens; 3) des marges de plate-formes continentales du Silurien au Dévonien moyen et des carbonates construits isolés; et 4) des grès du Dévonien moyen trouvés au sein d'anticlinaux ellesmériens.

La zone d'intérêt située sous la zone salifère a fait l'objet d'essais à quelques emplacements de l'île Melville, mais le réservoir cible, la Formation d'Eleanor River, n'était pas poreux. Il existe des fermetures inessayées (par ex., Rayer, 1981), mais l'enfouissement profond des réservoirs potentiels, qui se traduit généralement par une porosité négligeable et un très haut niveau de maturité thermique, en fait des zones gazéifères d'intérêt à grand risque.

Un certain nombre de structures ellesmériennes ont été forées dans la Formation de Thumb Mountain, mais cette dernière était peu perméable ou a donné de l'eau. Ces échecs ont rendu moins prometteuses les perspectives de cette zone, mais la porosité, les indices de pétrole et les indices de gaz, associés à la proximité de roches mères (Formation de Cape Phillips), indiquent que les fermetures qui n'ont pas encore été forées présentent un certain potentiel d'hydrocarbures (probablement du gaz).

La marge de roches carbonatées du Silurien et Dévonien moyen a été retracée dans l'archipel arctique (chapitre 8); des dolomies et calcaires bioclastiques, poreux et imprégnés de pétrole, sont courants le long de cette marge. Des calcaires construits poreux et bitumineux, qui peuvent atteindre 13 km de longueur, sont trouvés à divers endroits le long de la marge ou à proximité. La marge et quelques carbonates construits isolés ont été forés à plusieurs endroits à partir du sud de l'île d'Ellesmere jusqu'au centre de l'île Banks, mais ces constructions sont soit aquifères, soit saturées de bitume. La géologie de subsurface de la marge de la plate-forme est mal connue et, malgré l'insuccès des sondages, cette zone reste encore intéressante et présente le meilleur potentiel de découvertes d'hydrocarbures dans les strates inférieures du Paléozoïque.

Des grès du Dévonien moyen des formations de Bird Fiord et de Weatherall se manifestent en subsurface dans des anticlinaux ellesmériens dans l'ouest de l'Arctique occidental; ils ont donné des indices de gaz dans le puits Winter Harbour. En général, la porosité est inférieure à 10 % (Embry et Klovan, 1976); cette faible porosité, associée à l'insuccès des sondages, réduit le potentiel de cette zone. Toutefois, la présence d'indices de pétrole dans les grès en surface et en profondeur, la proximité des roches mères (shales interstratifiés et sous-jacents) et la maturité favorable dans une grande partie de la région indiquent que cette zone offre un certain potentiel.

Dans l'ensemble, le potentiel pétrolier des strates inférieures du Paléozoïque est considéré comme étant assez bon, les carbonates construits isolés ayant la meilleure chance de renfermer de grands champs. Les réserves récupérables ultimes sont estimées à 0,25 x 10^9 m^3 (1,5 x 10^9 bbl) de pétrole et à 0,46 x 10^{12} m^3 (16 x 10^{12} pi^3) de gaz (Nassichuk, 1983).

PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

Découvertes et indices

Vingt-neuf puits ont pénétré des strates de la partie supérieure du Paléozoïque supérieur dans le bassin de Sverdrup, mais aucune découverte d'hydrocarbures n'y a été faite. Toutefois, de bons indices de pétrole et de gaz ont été rencontrés, signe que les strates pourraient renfermer des réserves importantes. Du pétrole a été récupéré dans un grès de la Formation de Canyon Fiord, dans un puits foré sur la marge sud-est du bassin, et dans une unité de roches carbonatées de la Formation de Belcher Channel sur la presqu'île Sabine, dans l'île Melville. Des grès imprégnés de bitume se remarquent dans des affleurements de la Formation de Canyon Fiord, dans le sud de la presqu'île Sabine. Des indices de gaz ont été rencontrés dans des roches carbonatées de la Formation de Belcher Channel et des grès turbiditiques de la Formation de van Hauen, dans la presqu'île Sabine.

Géochimie organique

La qualité et la maturité thermique des roches mères n'ont été étudiées qu'à l'échelle de reconnaissance, car peu de puits ont pénétré la partie supérieure du Paléozoïque. Les premiers résultats semblent indiquer que les strates contiennent surtout de la matière organique favorable à la génération de gaz (Powell, 1978). La présence d'indices de pétrole, et le fait qu'on le retrouve dans les affleurements de shales marins brun foncé à noirs dans les formations de Hare Fiord et de van Hauen, portent à croire que des roches mères susceptibles de donner du pétrole existent aussi dans la séquence. Récemment, des schistes bitumineux dans lesquels la teneur en carbone organique peut atteindre 50 %, ont été reconnus dans la Formation d'Emma Fiord dans la presqu'île Grinnell (Goodarzi et al., 1987). Ces strates d'origine lacustre sont très peu étendues en surface (Davies et Nassichuk, 1988). Des dépôts similaires pourraient se trouver en subsurface (Utting et al., sous presse).

Les strates de la partie supérieure du Paléozoïque se trouvent surtout dans la zone de maturité le long des marges du bassin de Sverdrup et dans des zones de maturité avancée dans la partie centrale du bassin (Powell, 1978).

Zones d'intérêt

Les strates de la partie supérieure du Paléozoïque présentent des zones d'intérêt en bordure du bassin de Sverdrup où il existe des réservoirs potentiels et des niveaux de maturation correspondant à des fenêtres de pétrole. Parmi les pièges structuraux de cette zone, on trouve des anticlinaux ou des soulèvements, limités par des failles, renfermant des roches carbonatées et clastiques d'eau peu profonde. Des pièges stratigraphiques pourraient exister dans des carbonates construits isolés, le long des marges de la plate-forme, et dans des grès et roches carbonatées d'eau profonde. Des pièges mixtes, dus à la présence de failles normales au sein de roches clastiques et carbonatées d'eau peu profonde, pourraient aussi exister en bordure du bassin.

Tous les facteurs nécessaires à la présence de pétrole semblent être présents dans la séquence de la partie supérieure du Paléozoïque le long des marges du bassin. Toutefois, pour pouvoir procéder à une évaluation raisonnable du potentiel pétrolier, il faut disposer de beaucoup plus de données sur la stratigraphie et la sédimentologie de la séquence du Paléozoïque supérieur, ainsi que sur la géochimie organique et la sismostratigraphie.

MÉSOZOÏQUE

Découvertes

Presque tous les hydrocarbures découverts jusqu'à présent dans l'archipel arctique se trouvent dans la séquence mésozoïque. Dix-sept champs ont été découverts (fig. 20A-1) et les réservoirs sont constitués de grès de nature épicontinentale à fluviatile des formations de Roche Point, de Pat Bay, de Heiberg, de Skybattle, de Maclean Strait, de King Christian, d'Awingak et d'Isachsen (tableau 20A-1). Tous les champs pétroliers se présentent dans des anticlinaux dans la partie ouest du bassin de Sverdrup, et la plupart des structures ont un noyau salifère.

Il convient de diviser les champs en trois groupes, suivant leur emplacement géographique et leur style structural. Dix champs ont été découverts dans la région de l'île Ellef Ringnes, tous sur les crêtes d'anticlinaux de forte amplitude et à noyau salifère. Les structures se sont développées au cours du Trias (Embry, 1982) et elles ont atteint leur forme finale à l'orogenèse eurékienne, au milieu du Tertiaire. Cinq de ces champs soit King Christian, Wallis, Sculpin, Jackson Bay et Kristoffer Bay, renferment uniquement du gaz sec; trois autres, soit Thor, Char et Cape MacMillan, renferment surtout du gaz et un peu de pétrole; le champ Cape Allison renferme des quantités importantes de pétrole et de gaz et celui de Balaena, uniquement du pétrole fortement biodégradé.

Les principaux réservoirs de la région d'Ellef Ringnes se trouvent dans des grès de la Formation de Heiberg et dans son équivalent latéral, la Formation de King Christian (Embry, 1982). Des réserves moins importantes se trouvent dans les formations d'Awingak et d'Isachsen (tableau 20A-1). Les pièges sont remplis à moins de 10 % principalement pour les raisons suivantes: 1) une croissance structurale considérable suivie par la migration des hydrocarbures; 2) l'étendue relativement faible des aires

Tableau 20A-1. Champs d'hydrocarbures dans le bassin de Sverdrup.

	CHAMP	UNITÉS RÉSERVOIRS	HYDROCARBURES
1	Drake Point	Formation de Maclean Strait	Gaz
2	Hecla	Formations de Maclean Strait et d'Awingak	Gaz
3	Roche Point	Formations de Pat Bay et de Roche Point	Gaz
4	Whitefish	Formations de King Christian, d'Awingak et d'Isachsen	Gaz
5	Cisco	Formations de King Christian et d'Awingak	Pétrole et gaz
6	Maclean	Formation de Skybattle	Pétrole et gaz
7	Skate	Formation de King Christian	Pétrole et gaz
8	Sculpin	Formation de King Christian	Gaz
9	Thor	Formation de King Christian	Gaz
10	Kristoffer	Formation de King Christian	Gaz
11	Jackson Bay	Formation de King Christian	Gaz
12	Wallis	Formation de King Christian	Gaz
13	King Chirstian	Formation de King Christian	Gaz
14	Cape Allison	Formation de King Christian	Pétrole et gaz
15	Balaena	Formation d'Isachsen	Pétrole
16	Char	Formations de Heiberg et d'Awingak	Gaz
17	Cape MacMillan	Formations de Heiberg et d'Awingak	Pétrole et gaz

de drainage d'hydrocarbures, qui sont surtout limitées aux synclinaux contigus à l'anticlinal et 3) la fuite des hydrocarbures à travers les fractures de la crête des structures.

Quatre champs extracôtiers ont été découverts près de l'île Lougheed; trois d'entre eux renferment d'importantes quantités de gaz et de pétrole (Skate, Maclean, Cisco), tandis que le quatrième (Whitefish) ne contient que du gaz. Les pièges anticlinaux de cette région ont un relief beaucoup plus faible que ceux de la région d'Ellef Ringnes (fig. 20A-3), mais sont remplis à un niveau bien plus près du point de débordement. Les principales couches réservoirs sont constituées de grès des formations de King Christian et d'Awingak, alors que de plus petites réserves se trouvent dans les formations de Pat Bay, de Skybattle, de Maclean Strait et d'Isachsen.

La troisième région, l'île Melville, comprend deux champs géants de gaz naturel, Drake Point et Hecla, situés dans la presqu'île Sabine. Les anticlinaux sur lesquels se trouvent les champs sont très larges et de faible amplitude. Ils présentent un aspect en échelons et sont traversés par des failles normales à orientation nord-est. L'origine de ces structures n'est pas très claire; elles ont pu être formées en réponse à des failles coulissantes peu importantes, pendant l'orogenèse eurékienne (Hamilton et Varney, 1982). On ignore toujours si le sel a joué un rôle dans la formation de ces plis.

Les deux champs sont pleins jusqu'au point de débordement, et les principales strates réservoirs sont constituées de grès de plage et de grès littoraux de la Formation de Maclean Strait (tableau 20A-1). Ces strates forment en subsurface, des couches sous-jacentes discordantes avec d'autres couches plus récentes le long de la bordure sud du champ Hecla; il s'agit ainsi d'un piège en partie stratigraphique. D'autres gisements moins importants dans ces champs renferment du gaz dans la Formation d'Awingak à Hecla, et du gaz et de faibles quantités de pétrole dans la Formation de Roche Point, à Hecla et Drake Point.

Un troisième champ de la région de Melville, celui de Roche Point, est situé à l'ouest de la partie nord de la presqu'île Sabine, sur un petit soulèvement à noyau salifère. Du gaz naturel est trouvé dans les formations de Pat Bay et de Roche Point (tableau 20A-1)

Des indices de gaz et de pétrole sont présents dans les grès mésozoïques à de nombreux endroits dans la partie ouest du bassin de Sverdrup; le meilleur indice connu se trouve dans les sables bitumineux de la baie Marie, dans la Formation de Bjorne, dans l'ouest de l'île Melville (Trettin et Hills, 1966). Aucun champ n'a été découvert dans la partie est du bassin de Sverdrup et les meilleurs indices de pétrole et de gaz se trouvent dans le puits Romulus C-42, dans la péninsule Fosheim. Dans ce puits, les grès du sommet de la Formation d'Awingak ont donné des indices de pétrole, et les formations de Heiberg et de Bjorne contiennent du gaz naturel.

Géochimie organique

Bien que la matière organique abonde dans la coupe mésozoïque, elle est favorable à la génération de gaz, à trois exceptions près, à savoir la partie inférieure de la Formation de Jameson Bay (Jurassique inférieur), la partie inférieure de la Formation de Hoyle Bay (Trias supérieur) et la Formation de Murray Harbour (Trias moyen). La Formation de Jameson Bay est immature ou très peu mature à l'ouest de l'île Lougheed, où elle renferme du kérogène de type II, alors que dans la zone de maturité à l'est, elle renferme de la matière organique de type III surtout favorable à la génération de gaz. Les schistes bitumineux des formations de Hoyle Bay et de Murray Harbour renferment de grandes quantités de kérogène de type II (jusqu'à 10 % de carbone organique) et ont des rendements en hydrocarbures allant de bons à excellents, dans la zone de maturité. Ces formations se trouvent dans la zone de maturité dans une grande partie de l'ouest du bassin de Sverdrup (fig. 20A-4). Les courbes d'enfouissement des roches mères du Groupe de Schei Point montrent que dans l'axe du bassin, les principales phases responsables de la génération d'hydrocarbures ont eu lieu au Crétacé tardif, alors que plus à l'ouest, la production d'hydrocarbures s'est faite plus tard, au début du Tertiaire. Indépendamment de leur position stratigraphique ou géographique, les données géochimiques semblent indiquer que les pétroles et les condensats appartiennent à la même famille génétique, et qu'ils sont dérivés des shales des formations de Murray Harbour et de Hoyle Bay (Brooks et al., sous presse). Cela indique que la migration verticale et latérale a été considérable. Toutefois, d'après la composition des hydrocarbures de la fraction essence, les conditions de maturité dans laquelle ils ont été produits varient considérablement. Le méthane des gaz associés et non associés présente une composition isotopique très variable ($\delta^{13}C_1$ = -35,0 à -54,1 par rapport à la norme PDB), ce qui indique encore une variation considérable de la maturité de la roche mère. Les hydrocarbures des réservoirs d'Isachsen et d'Awingak ont généralement tous fait l'objet d'un taux variable de biodégradation, même dans le centre du bassin et, par endroits, du gaz se présente dans le même réservoir que le pétrole biodégradé (par ex., Formation d'Isachsen, champ Whitefish). Ce dernier phénomène porte à croire qu'il y a eu plus d'une phase de génération et d'accumulation d'hydrocarbures.

La répartition des champs de pétrole et de gaz situés à l'est du champ Cisco, y compris ce dernier, est tout à fait conforme à la maturité observée dans les roches mères triasiques sous-jacentes. Au sud et à l'ouest du champ Cisco, les accumulations principales sont constituées de

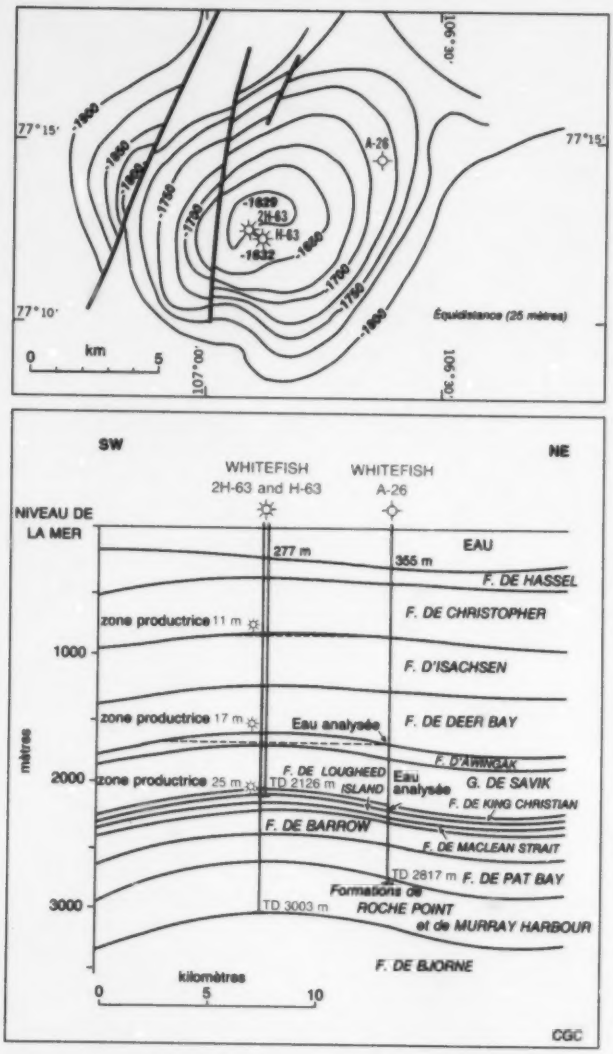


Figure 20A-3. Structure du champ gazéifère Whitefish. (Diagrammes fournis par D. Smith, APGTC). a) Isolignes structurales (en mètres) au sommet de la Formation d'Awingak. b) Coupe structurale.

gaz et de gaz à condensat, signe que leurs roches mères sont de maturité légèrement plus élevée que ne l'indiquent les études de la maturité régionale. Ces variations se reflètent dans la composition isotopique du méthane dans les gaz. Les valeurs de $\delta^{13}C_1$ pour le méthane dans les découvertes de Cisco, Maclean, Skate, Char et Balaena se répartissent dans l'intervalle de -48,0 à -54,0; ces chiffres indiquent que le méthane a été produit avec du pétrole dans la zone de maturité. Les valeurs des isotopes lourds du méthane ($\delta^{13}C_1$ = -35,6 à -37,0) dans des gaz provenant du voisinage de l'île Ellef Ringnes sont compatibles avec la génération d'hydrocarbures dans les shales triasiques de la zone de maturité avancée. La situation est plus complexe dans le champ Whitefish. Les données isotopiques du méthane provenant des réservoirs d'Awingak et de Heiberg ($\delta^{13}C_1$ = -38,2) semblent indiquer une roche mère à maturité avancée. Toutefois, la composition de la fraction essence des condensats de Whitefish indique une maturité semblable à celle du champ Cisco avoisinant. La composition isotopique du méthane de Cisco est d'un degré de maturité un peu moins élevé que celui des liquides associés. L'étude de la distribution des compositions isotopiques du carbone entre les différents composants des gaz naturels, selon des principes spécifiés par James (1983), semble indiquer que dans les champs Whitefish et Jackson Bay, il y a eu un mélange d'un gaz tardif de maturité avancé et d'un gaz mature et de liquides associés plus précoces.

L'étude de l'évolution tectonique de la région permet de comprendre plus facilement la situation. La formation de failles, l'halocinèse et l'activité ignée se sont produites dans toute la partie ouest du bassin de Sverdrup (Balkwill et Fox, 1982). L'halocinèse s'est manifestée dans deux régions, une à l'ouest et l'autre à l'est de l'île Lougheed. Les champs pétroliers sont situés entre ou sur les marges de ces deux régions, mais n'y sont pas nécessairement associés. Les hydrocarbures y ont nettement été produits par des processus normaux d'enfouissement. Le champ Whitefish est situé à l'intérieur de la zone halocinétique ouest. La situation concorde avec les rapports isotopiques et la composition des hydrocarbures liquides observés, qui permettent d'établir qu'un réservoir d'hydrocarbures matures, préexistants, aurait été envahi par du gaz provenant d'une roche mère à maturité avancée. Cette dernière peut se situer à une grande profondeur ou se trouver dans des sédiments moins profonds modifiés par un diapir de sel et une intrusion de roches magmatiques (Balkwill et Fox, 1982). Une telle situation expliquerait aussi la présence de gaz sec de composition isotopique intermédiaire ($\delta^{13}C_1$ = -47,2 à -42,5) dans les champs Drake Point et Hecla. Un gaz produit par un réchauffement relativement rapide ne montreraient pas les effets de fractionnement isotopique normal observés dans une maturation par enfouissement. Un gaz qui aurait été formé par un tel mécanisme et qui aurait migré vers la marge du bassin serait piégé dans les champs Drake Point et Hecla à la périphérie du bassin. Selon les données, les puits situés dans la zone halocinétique ouest montrent une meilleure maturité que ceux de l'extérieur de la région halocinétique.

Zones d'intérêt

Les principales zones d'intérêt de la séquence mésozoïque sont des anticlinaux à noyau salifère de formation précoce. On attribue un faible potentiel pétrolifère aux structures du centre et du nord-est du bassin de Sverdrup, car la maturation thermique de la Formation de Heiberg, la principale roche réservoir possible, est très élevée et ses propriétés de roche réservoir sont déficientes. Les conditions les plus favorables à la maturité thermique et à la création de roches réservoirs s'observent le long des bordures sud-est et est du bassin. Neuf puits ont été forés dans des anticlinaux près de la péninsule Fosheim (île d'Ellesmere), le long de la bordure est du bassin. De bons indices de pétrole et de gaz ont été relevés dans deux puits, Romulus C-42 et Taleman J-34, mais aucune accumulation importante d'hydrocarbures n'a été découverte, ce qui diminue grandement l'importance des anticlinaux comme zones d'intérêt.

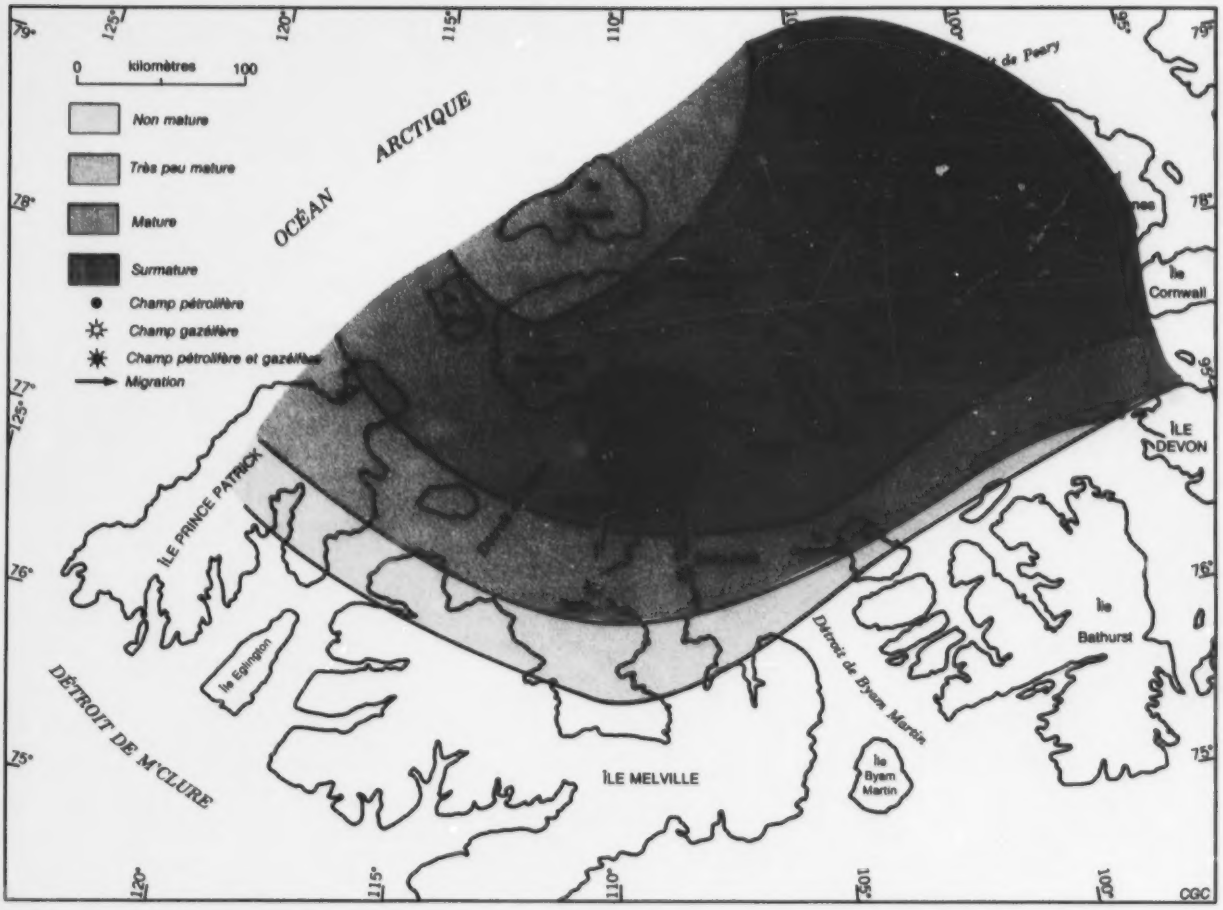


Figure 20A-4. Zones de maturation thermique des shales du Trias moyen à supérieur.

Plusieurs fermetures anticlinales sont présentes dans la zone de la baie Norwegian, dans le sud-est du bassin de Sverdrup, mais aucun essai de caractérisation n'y a été entrepris. Ces structures doivent être considérées comme des zones prometteuses bien que l'absence possible d'une couverture imperméable due à la faible épaisseur des unités de shale et à la présence de fractures au-dessus des structures de forte amplitude crée beaucoup d'incertitude relativement à leur potentiel.

Les conditions favorables à la présence de pétrole dans ces structures de la partie ouest du bassin de Sverdrup sont très bonnes, à en juger par la découverte à ce jour de 17 champs pétroliers dans cette région. Cependant, certains grands anticlinaux ne contenaient pas de pétrole (par ex., Sutherland, Elve), vraisemblablement à cause de la perte d'étanchéité due à la présence de fractures au sommet des structures. La plupart des fermetures structurales non forées dans cette région sont beaucoup plus petites que celles qui ont déjà été forées, bien que quelques anomalies importantes aient été relevées (par ex., Cape Norem). Toutes les structures sont certainement prometteuses, si l'on tient compte de la maturité favorable et des liens entre roches réservoirs et roches mères; cependant, leur petite taille les rend pour la plupart actuellement non rentables, en particulier lorsqu'elles sont situées au large des côtes. Les zones pétrolières dans de «grandes structures» ont presque toutes été découvertes de sorte que les futures zones d'intérêt structurales seront associées à des anticlinaux dont les dimensions seront beaucoup plus petites ou dont la teneur en hydrocarbures est beaucoup plus incertaine.

Un autre type de zone d'intérêt gisant dans des couches mésozoïques est celui d'un grès qui disparait progressivement en biseau le long des bordures du bassin ou des flancs de structures salifères. Embry (chapitre 14) a démontré que de nombreuses discordances se manifestent sur les flancs du bassin et que de nombreuses unités de grès sont recouvertes de shales transgressifs. Un exemple d'amincissement progressif en biseau est illustré à la figure 20A-5. Étant donné la maturité thermique favorable et les propriétés d'emmagasinage des roches qui longent le bassin, la nature précoce de ces pièges et la présence d'immenses zones de drainage possibles des hydrocarbures, ce type de zone d'intérêt présente d'excellentes possibilités de contenir des hydrocarbures et même de vastes champs. Pour explorer ces zones d'intérêt, il faudra recourir

à une interprétation détaillée de données sismiques, conjuguée à une analyse des faciès et à une modélisation stratigraphique.

Dans l'ouest du bassin de Sverdrup, les pièges de failles pourraient également contenir des hydrocarbures, notamment dans des biseaux de grès dont la teneur en shale diminue latéralement et dans lesquelles des failles étanches pourraient piéger des hydrocarbures. Les couches mésozoïques pourraient également être pétrolifères dans le détroit de Lancaster où la profondeur d'enfouissement peut atteindre 5 000 m. L'important soulèvement de Dundas dans le sud du détroit de Lancaster (Hea et al., 1980) pourrait contenir des grès mésozoïques sur sa crête ou son flanc.

Dans l'île Banks et la région extracôtière adjacente, le potentiel des couches mésozoïques est jugé très faible compte tenu de leur niveau de maturité thermique peu élevée (Powell, 1978).

TERTIAIRE

Des couches tertiaires reposent dans le bassin de Sverdrup, dans le détroit de Lancaster et sur la plate-forme continentale dans le nord-ouest de l'archipel arctique. Très peu de puits ont pénétré ces couches et aucun puits ne les visait en particulier.

Dans le bassin de Sverdrup, les dépôts tertiaires, qui ont jusqu'à 3 000 m d'épaisseur, sont conservés principalement dans des synclinoriums dans l'est du bassin. Leur potentiel pétrolier est faible, étant donné le manque de maturité de la matière organique, la présence de coupes stratigraphiques très minces au-dessus des anticlinaux, et le fait que le pétrole des roches réservoirs possibles a probablement été remplacé par de l'eau douce.

Comme les dépôts du Mésozoïque supérieur et du Tertiaire dans le détroit de Lancaster ont jusqu'à 5 000 m d'épaisseur (Hea et al., 1980), les couches tertiaires à cet endroit présentent un certain potentiel. Pour qu'une évaluation réaliste puisse être faite, il faudra recueillir de nombreuses données supplémentaires sur la structure, les roches couvertures possibles et les roches mères de cette séquence.

Une épaisse séquence de couches tertiaires doit reposer sur certaines parties de la plate-forme continentale, dans le nord-ouest de l'archipel arctique. Des données sismiques recueillies au large de l'île Banks révèlent que les dépôts n'ont que 2 000 m d'épaisseur environ et qu'ils forment une structure monoclinale faiblement inclinée en direction de l'océan Arctique. Des coupes plus épaisses et structuralement plus complexes devraient se trouver dans le nord-est, vers la zone touchée par l'orogenèse eurékienne.

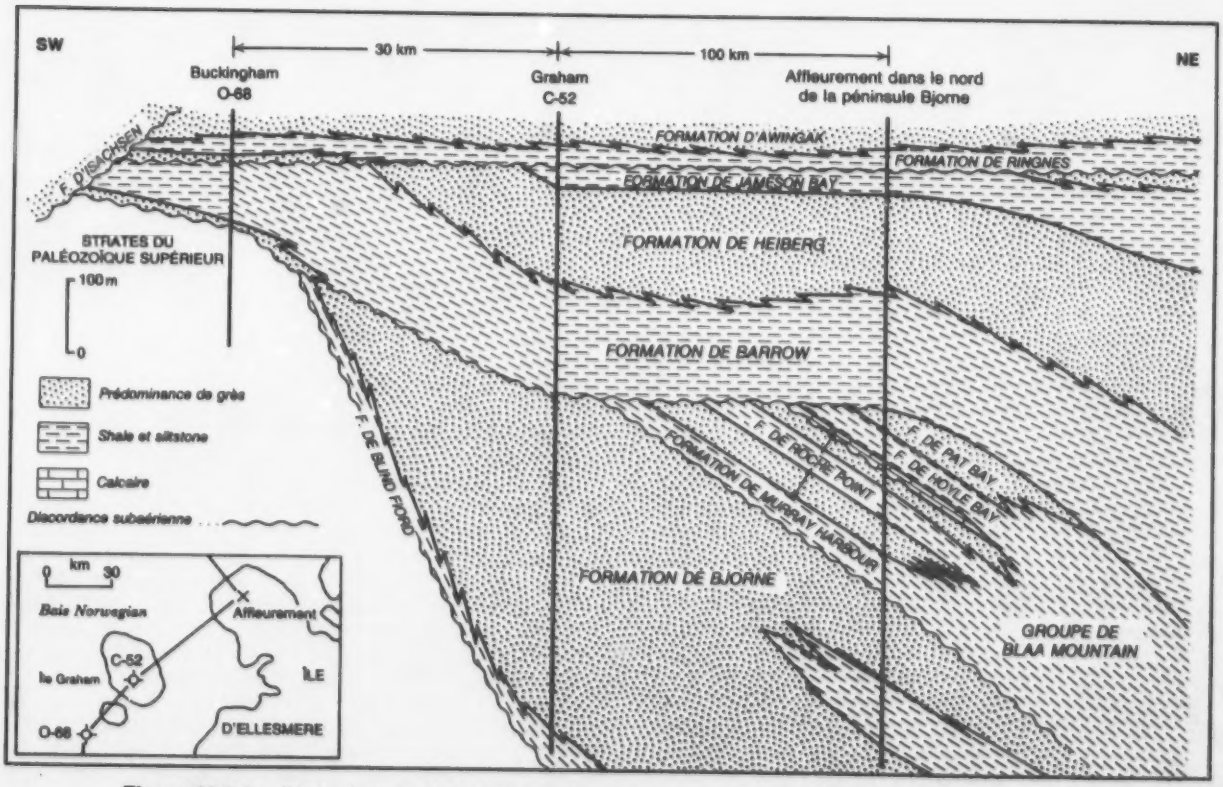


Figure 20A-5. Discordances et amincissements en biseau du grès, sur la marge sud-est du bassin.

Des sédiments tertiaires et crétacés dont l'épaisseur peut atteindre 11 km se seraient accumulés sur la plate-forme externe, au nord de l'île Axel Heiberg (Asudeh et al., sous presse). Cependant, les problèmes considérables de logistique liés au forage de puits sur cette plate-forme continentale que recouvre en permanence la banquise polaire mobile, rendent toute évaluation pétrolière de cette zone un exercice purement théorique et ce dans un avenir prévisible.

B. RESSOURCES PÉTROLIÈRES DE GROENLAND SEPTENTRIONAL

F.G. Christiansen, S. Piasecki et L. Stemmerik

INTRODUCTION

Deux des bassins sédimentaires terrestres et partiellement extracôtiers les plus éloignés et les plus inaccessibles du monde constituent la majeure partie du Groenland septentrional. Il s'agit du bassin franklinien de la partie inférieure du Paléozoïque et du bassin de la mer de Wandel de la partie supérieure du Paléozoïque et du Tertiaire (fig. 20B-1a). Cette région forme un lien géologique intéressant entre les bassins pétrolifères de l'archipel arctique canadien et de la mer de Barents, et ceux de la partie nord de la mer du Nord. Toutefois, les défis techniques et les risques économiques renvoient au siècle prochain toute production de pétrole dans ces régions.

Il y a eu exploration commerciale uniquement entre 1968 et 1973, période pendant laquelle un groupe de sociétés, le Greenarctic Consortium, dirigé par la Pondary Exploration Company d'Edmonton, détenait une concession non exclusive de cinq ans. Certains résultats de ces travaux ont été publiés dans des études antérieures (Dawes, 1976; Henderson, 1976; Stuart Smith et Wennekers, 1977; Nassichuk, 1983). En 1978-1980 et en 1984-1985, la Commission géologique du Groenland a effectué la cartographie régionale systématique et des études générales couvrant la plupart des aspects géologiques, particulièrement ceux du bassin franklinien (voir les nombreuses études dans le Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport, numéros 88, 99, 106, 126, 133, parues respectivement en 1979, 1980, 1981, 1985 et 1987). L'évolution tectonosédimentaire bien connue du bassin franklinien est d'une grande importance pour l'évaluation du potentiel pétrolier (Surlyk et Hurst, 1984; Higgins et al., chapitre 7). L'étude du bassin de la mer de Wandel a été beaucoup moins détaillée, mais la lithostratigraphie et la biostratigraphie générales en ont été établies (Håkansson et Stemmerik, 1984; Stemmerik et Håkansson, sous presse).

De récentes études pétrolières de la région ont été axées sur la répartition des roches mères potentielles et sur l'évaluation de la maturité thermique. Des résultats prometteurs d'analyses d'échantillons prélevés au hasard dans la partie inférieure du Paléozoïque de l'est de la Peary Land (Rolle, 1981; Rolle et Wrang, 1981) ont mené à la mise sur pied d'un projet d'étude des roches mères des strates de la partie inférieure du Paléozoïque dans le centre et l'ouest du Groenland septentrional. L'échantillonnage systématique, effectué en 1984, de toutes les unités riches en matière organique de cette région (Christiansen et Rolle, 1985; Christiansen et al., 1985) a été suivi, en 1985, d'études détaillées et de carottages peu profonds de la plupart des unités intéressantes (Christiansen et al., 1986); un programme analytique détaillé et complet est encore en cours.

La connaissance du potentiel des roches mères du bassin de la mer de Wandel s'appuie sur les analyses (pyrolyse de Rock Eval, réflectance de la vitrinite, études palynologiques et chromatographie en phase gazeuse) d'un nombre limité d'échantillons (Bjorøy et al., 1982), ainsi que sur les données inédites de la Grønlands Geologiske Undersøgelse (GGU).

Faute de forages et d'études sismiques, la détermination de zones d'intérêt possibles dans les deux bassins demeure hautement spéculative.

BASSIN FRANKLINIEN

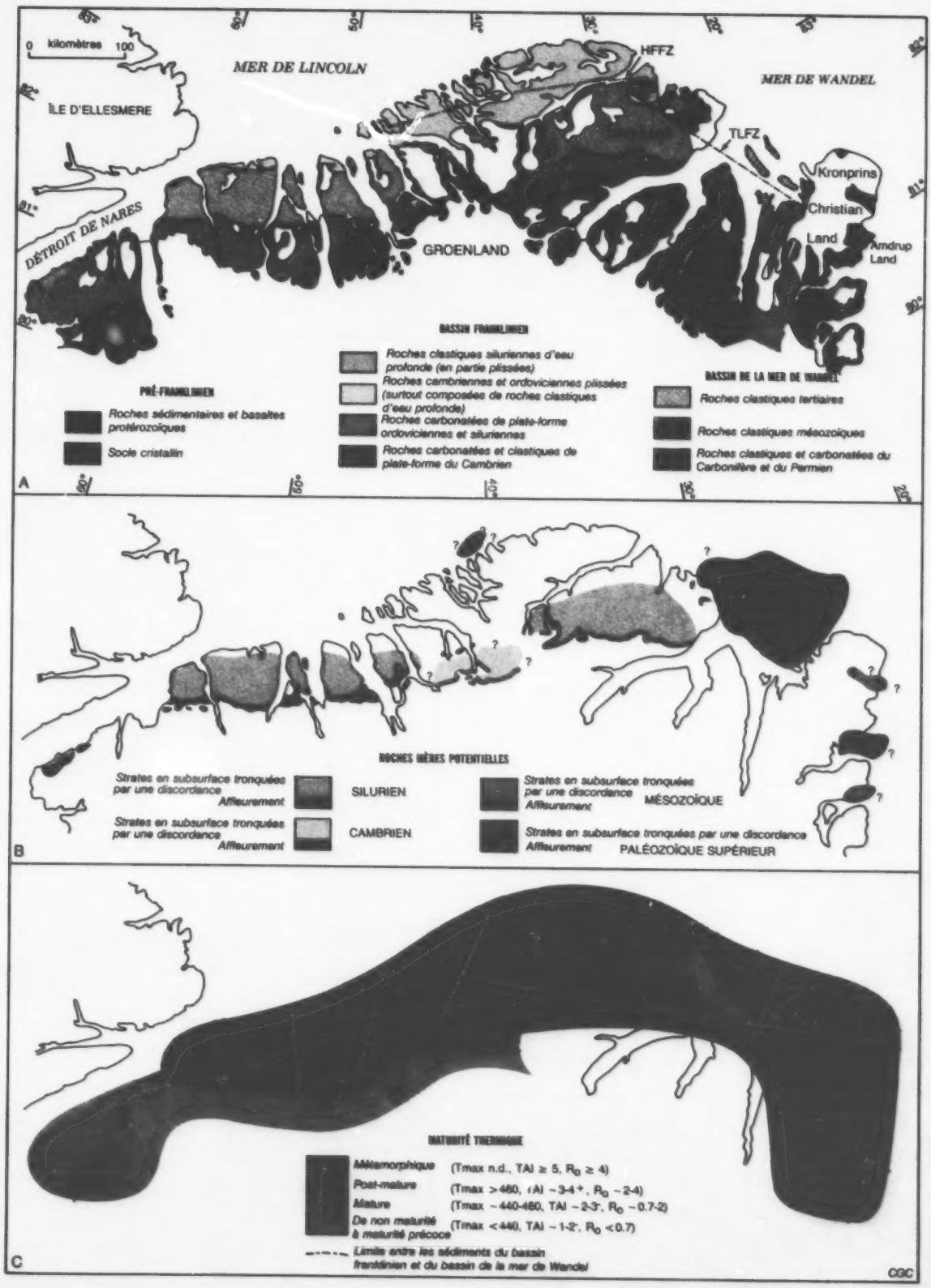
Roches mères

Les sédiments riches en matière organique susceptibles d'être des roches mères d'hydrocarbures constituent de puissants intervalles dans la séquence de la plate-forme continentale cambrienne et la séquence d'eau profonde ordovicienne-silurienne (fig. 20B-2a). Les shales ordoviciens se rencontrent uniquement dans la zone de plissement métamorphique et il est peu vraisemblable qu'ils présentent la maturité nécessaire à la génération de pétrole, où que ce soit dans la région.

Les calcilutites et les shales silicoclastiques de la Formation de Henson Gletscher du Cambrien inférieur à moyen forment une séquence de 25 à 40 m d'épaisseur de roches mères pétrolifères potentielles qui affleure sur une longueur d'environ 100 km (fig. 20B-1b). Les valeurs du COT (carbone organique total) varient généralement de

Christiansen, F.G., Piasecki, S. et Stemmerik, L.
1991: Ressources pétrolières du Groenland septentrional; dans chap. 20 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Figure 20B-1. Cartes résumant la géologie pétrolière du Groenland septentrional. a) Carte géologique simplifiée (fondée sur Higgins et al., chapitre 7, et diverses cartes de la GGU). ZFHF = zone de failles de Harder Fjord, ZFTL = zone de failles de Trolle Land. b) Répartition des affleurements (exagérés) et des couches en subsurface tronquées par une discordance susceptibles d'être des roches mères. c) Géométrie simplifiée de la maturité thermique (basée sur Christiansen et al., 1987; Christiansen et Nøhr-Hansen, sous presse; et diverses données inédites de la GGU).


0 kilomètres 100
MER DE LINCOLN
ÎLE D'ELLESMERE
DÉTROIT DE NARES
GROENLAND
HFFZ
TLFZ
MER DE WANDEL
Kronprins
Christian
Land
Amdrup
Land
BASSIN FRANKLINIEN
Roches clastiques siluriennes d'eau profonde (en partie plissées)
Roches cambriennes et ordoviciennes plissées (surtout composées de roches clastiques d'eau profonde)
Roches carbonatées de plate-forme ordoviciennes et siluriennes
Roches carbonatées et clastiques de plate-forme du Cambrien
PRÉ-FRANKLINIEN
Roches sédimentaires et basaltes protérozoïques
Socle cristallin
BASSIN DE LA MER DE WANDEL
Roches clastiques tertiaires
Roches clastiques mésozoïques
Roches clastiques et carbonatées du Carbonifère et du Permien
A
ROCHES MÈRES POTENTIELLES
Strates en subsurface tronquées par une discordance
Affleurement
SILURIEN
CAMBRIEN
MÉSOZOÏQUE
PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR
B
MATURITÉ THERMIQUE
Métamorphique (Tmax n.d., TAI ≥ 5, R_0 ≥ 4)
Post-mature (Tmax >460, TAI ~3-4+, R_0 ~2-4)
Mature (Tmax ~440-460, TAI ~2-3-, R_0 ~0.7-2)
De non maturité à maturité précoce (Tmax <440, TAI ~1-2-, R_0 <0.7)
Limite entre les sédiments du bassin franklinien et du bassin de la mer de Wandel
C
CGC

2 à 5 %, et les échantillons immatures ou marginalement matures ont souvent un potentiel générateur dépassant 10 mg d'hydrocarbures par gramme de roche (Christiansen et al., 1987). Cependant, la majeure partie de l'aire de drainage potentiel a atteint ou dépassé en surface le niveau de maturité requis (fig. 20B-1c).

Les shales siluriens peuvent être suivis sur plus de 700 km, parallèlement à la direction est-ouest du bassin, et constituent une zone de couches sous-jacentes discordantes avec d'autres couches plus récentes ayant une superficie d'au moins 10 000 km² (fig. 20B-1b). Seule une partie limitée des shales, le Membre de Thors Fiord du Silurien inférieur terminal et la partie contemporaine de la Formation de Lafayette Bugt, présente les caractéristiques d'une roche mère (fig. 20B-2a). Cette séquence de 50 à 100 m d'épaisseur est constituée principalement de matière organique favorable à la génération de pétrole et contient des valeurs de COT qui varient généralement de 2 à 6 %. Les parties immatures ou marginalement matures présentent des potentiels générateurs de 5 à 30 mg HC/g de roche (Christiansen et Nøhr-Hansen, sous presse), mais la plupart des shales siluriens ont atteint, thermiquement, un état de maturité très avancé (fig. 20B-1c).

La maturité thermique est généralement bien définie dans les affleurements de la partie inférieure du Paléozoïque, sauf dans les régions comptant peu d'unités riches en matière organique. La maturité change nettement du sud au nord (fig. 20B-1c). La partie sud est immature ou marginalement mature et passe à un stade de maturité très avancé au sein d'une zone étroite dont la largeur n'est que de 10 à 20 km. Toute la partie nord plissée de la région a été faiblement métamorphisée et n'a pratiquement aucun potentiel d'hydrocarbures (fig. 20B-1c). Cette altération thermique s'est probablement produite pendant l'orogenèse ellesmérienne du Dévonien tardif au Carbonifère précoce, et des sédiments immatures de la partie supérieure du Paléozoïque et du Mésozoïque recoupent ou recouvrent la séquence de maturité très avancée de la partie inférieure du Paléozoïque, à l'est (fig. 20B-1c). La maturité thermique des strates de la base du Paléozoïque de la partie est de la région est peu connue. Des valeurs éparses inédites de l'indice d'altération des conodontes (Aldridge et al., 1983) indiquent que la plupart des sédiments de la base du Paléozoïque inférieur de la Kronprins Christian Land ont atteint un niveau de maturité très avancé ou ont été faiblement métamorphisés, probablement à la suite de la déformation calédonienne.

Réservoirs

Des indices d'hydrocarbures abondent partout dans la région. Des venues de bitume et d'asphalte ainsi que des roches carbonatées et des grès contenant des indices de pétrole ont été signalés à de nombreux endroits, tant associés à des roches mères cambriennes et siluriennes que loin au sud de toute roche mère connue (fig. 20B-2a) (Christiansen et Rolle, 1985; Christiansen et al., 1986). La simplicité structurale de la moitié sud du bassin, dont le pendage est de quelques degrés vers le nord, favorise la migration des hydrocarbures vers le sud, loin des roches mères dont l'état de maturité est maintenant modéré à très avancé. Des roches poreuses et perméables sont étroitement associées aux roches mères cambriennes et siluriennes.

La zone silurienne la plus évidente, dont les réservoirs sont constitués de calcaires et de récifs de la marge de la plate-forme continentale et qui se retrouve dans l'archipel arctique (chapitre 20A), est considérée peu intéressante. La plupart des récifs de la zone de maturité ou de la zone marginalement mature sont profondément érodés et sont trop souvent à découvert, alors que les récifs profondément enfouis au nord sont fortement altérés thermiquement.

Les réservoirs cambriens les plus prometteurs comprennent les grès des formations de Henson Gletscher et de Sæterdal, qui sont étroitement liés aux roches mères et aux grès de la formation sous-jacente de Buen (fig. 20B-2a). Des pièges peuvent être présents le long de failles majeures à direction nord-est. Le degré de maturité thermique ne constitue pas le problème principal dans ces régions, mais plutôt l'efficacité incertaine des conduits de migration des hydrocarbures et la profondeur de l'érosion. Des pièges stratigraphiques subtils peuvent exister dans les roches carbonatées du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien, mais la porosité et la perméabilité de ces roches sont mal connues. On ne peut exclure la possibilité que le socle altéré et les grès protérozoïques puissent constituer des réservoirs potentiels.

BASSIN DE LA MER DE WANDEL

Roches mères

Les analyses disponibles des roches mères du bassin de la mer de Wandel sont plutôt limitées et ont été effectuées sur des échantillons prélevés à d'autres fins. Certaines des unités les plus intéressantes n'ont été étudiées que dans des zones à maturité très avancée, alors que d'autres n'ont pas du tout fait l'objet analyses.

Un certain nombre d'intervalles à grain fin, riches en matière organique, se manifestent dans toute la séquence du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque, qui est constituée de dépôts continentaux ou épicontinentaux où prédomine de la matière organique terrestre favorable à la génération de gaz (fig. 20B-2b). Des shales d'eau profonde, contenant de la matière organique favorable à la génération de pétrole, peuvent se trouver dans des zones contiguës au large des côtes.

Aucune analyse géochimique n'a été faite des shales de la Formation de Sortebakker du Carbonifère inférieur et de la section du Carbonifère supérieur du Groupe de Mallemuk Mountain. Ces shales ont une présence régionale limitée dans le bassin, mais pourraient s'étendre vers l'est au large des côtes (fig. 20B-1b).

Les shales de la Formation de Midnatfjeldet du Permien supérieur, les sections du Jurassiques supérieur et du Crétacé inférieur de la Formation de Ladegårdsåen ainsi que la séquence du Crétacé inférieur et supérieur sont largement répandus dans le bassin (fig. 20B-1b). Exception faite de quelques échantillons, les résultats des analyses indiquent uniquement un potentiel gazier. Les shales du Permien supérieur pourraient être enfouis à des profondeurs de 1 000 à 2 000 m dans la partie centrale de la région, où ils peuvent constituer une roche mère.

La maturité régionale du bassin de la mer de Wandel montre que la majeure partie de la séquence sédimentaire n'a pas subsidé jusqu'à des profondeurs suffisantes pour atteindre l'état de maturité qui aurait permis la génération de pétrole. Toutes les unités situées le long de la zone

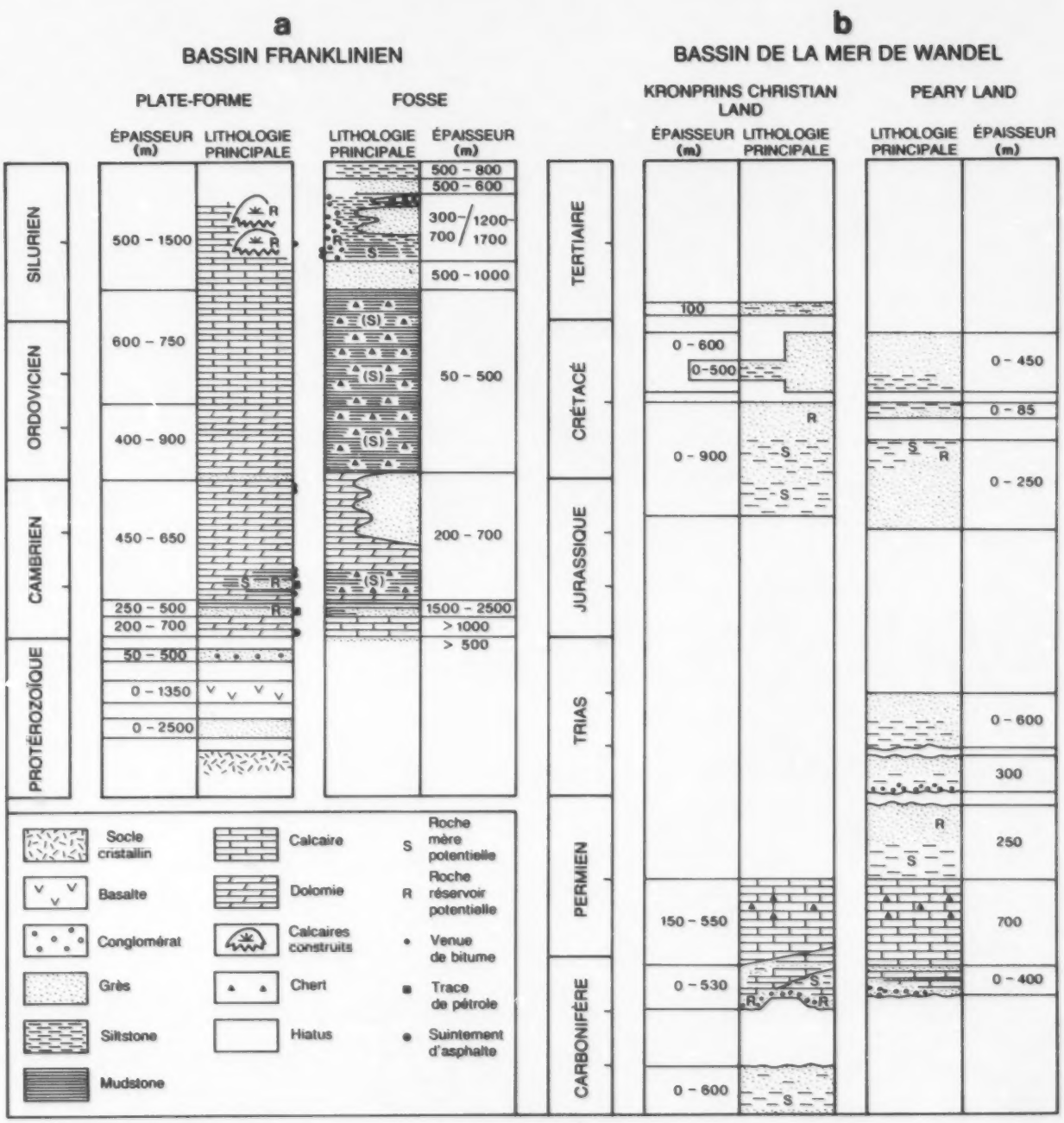


Figure 20B-2. Stratigraphie simplifiée du Groenland septentrional indiquant la lithologie principale, l'épaisseur, les réservoirs et roches mères possibles, et les indices de formation d'hydrocarbures. a) Bassin franklinien (fondé sur Higgins et al., chapitre 7). b) Bassin de la mer de Wandel (fondé sur Håkansson et Stemmerik, 1984; Stemmerik et Håkansson, manuscrit inédit).

de faille de la Trolle Land, qui forme la bordure du bassin vers le sud-ouest, sont thermiquement immatures ou au tout début de la maturité.

Dans la Peary Land, le long de la marge ouest du bassin de la mer de Wandel, il existe un gradient vertical de maturité entre les sédiments du début de la maturité de la partie supérieure du Paléozoïque et les sédiments mésozoïques immatures. Un événement thermique du Tertiaire a surimposé une configuration semi-circulaire de maturité manifeste, avec des sédiments faiblement métamorphisés au centre, dans le nord de la Kronprins Christian Land et sur des roches à maturité progressivement décroissante vers l'ouest et le sud (fig. 20B-1c). La cause de cet événement thermique n'a pas été déterminée, mais des données aéromagnétiques inédites ne montrent aucun indice d'intrusions importantes en subsurface, signe que la chaleur était probablement associée au rifting tertiaire de l'océan Arctique.

Les sédiments les plus anciens du bassin de la mer de Wandel, qui sont trouvés dans la Holm Land, présentent une intéressante hausse de maturité, là où des sédiments à niveau de maturité très avancé du Carbonifère inférieur sont recouverts en discordance par des sédiments matures du Carbonifère supérieur. Les affleurements de sédiments permiens et crétacés le long de la zone de failles de Harder Fiord ont atteint un degré de maturité très avancé, probablement à la suite de rejeux de la zone de failles. Des sédiments du Tertiaire inférieur se trouvant dans une situation similaire sont immatures. Plus loin vers l'ouest, au Kap Washington et à la Lockwood Ø, des sédiments charriés de la partie supérieure du Paléozoïque et du Mésozoïque ont atteint un niveau de maturité très élevé (fig. 20B-1c).

Réservoirs

Aucun indice important de génération, de migration ou de piègeage d'hydrocarbures n'a été signalé jusqu'à ce jour dans le bassin de la mer de Wandel. La maturité indique que les zones d'intérêt ne peuvent se trouver qu'au large des côtes, à l'est de la Holm Land et de l'Amdrup Land, ainsi qu'à l'est de la Peary Land. L'évolution tectonique et séquentielle complexe du bassin pendant le Mésozoïque (Håkansson et Pedersen, 1982; Håkansson et Stemmerik, 1984) rend extrêmement hasardeuses les estimations de l'épaisseur cumulative et de la présence ou de l'absence d'intervalles stratigraphiques, en dehors des zones d'affleurement, et permet aussi de délimiter les dimensions des aires de drainage et des pièges.

Les réservoirs potentiels associés à des intervalles de roches mères possibles sont trouvés dans la section du Carbonifère supérieur du Groupe de Mallemuk Mountain, dans la Formation de Midnatfjeld, dans la section qui s'échelonne du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur de la Formation de Ladegårdsåen et dans des unités contemporaines à ces dernières (fig. 20B-2b). La séquence la plus prometteuse semble être celle du sommet du Paléozoïque qui comprend trois types possibles de pièges: 1) des prismes de conglomérats et de grès du Carbonifère supérieur, contrôlés par des failles et recouverts de calcaires imperméables, disparaissent progressivement en biseau contre des discordances; 2) des monticules et des plates-formes de roches carbonatées locales du Carbonifère supérieur qui sont contenus dans des shales; et 3) des grès du Permien supérieur qui reposent en discordance sous des shales du Trias.

Des failles de coulissage à orientation nord-ouest divisent la partie nord du bassin en une série de blocs faillés (Håkansson et Pedersen, 1982). Les couches plissées forment des anticlinaux ouverts dans l'est de la Peary Land et des dômes ouverts dans le nord de la Kronprins Christian Land (Håkansson, 1979; Håkansson et al., 1981). La partie sud de la région, la Holm Land et l'Amdrup Land, renferme de nombreuses failles de distension qui ont pu donner naissance à des pièges structuraux qui s'ajoutent aux pièges stratigraphiques mentionnés ci-dessus.

REMERCIEMENTS

Les travaux sur le terrain et les travaux analytiques menés dans les parties centrale et occidentale du Groenland ont été parrainés par le ministère de l'Énergie du Danemark par le biais du projet n° EFP 83-2251-305. Les auteurs tiennent à remercier E.Thomas pour le don de données inédites sur la vitrinite du bassin de la mer de Wandel. H.C.Larsen et F.Surlyk ont fait une critique d'une version antérieure de ce chapitre, et M.Larsen et B.S. Hansen ont fourni de l'aide technique.

C. RESSOURCES EN CHARBON DE L'ARCHIPEL ARCTIQUE

R.M. Bustin et A.D. Miall

INTRODUCTION

Les gisements houillers de l'archipel arctique ont été décrits pour la première fois vers la fin du XIX^{e} siècle, mais étaient connus des Inuit depuis beaucoup plus longtemps. Le charbon de la partie nord de l'île d'Ellesmere a été découvert et exploité par les expéditions de Nares (1875-1876) et de Greeley (1881-1883), et les gisements dans le sud-est de l'île Banks et près de Pond Inlet, dans l'île de Baffin, ont été utilisés par la population indigène. Cependant, ce n'est qu'au cours de la dernière décennie qu'un effort a été fait pour évaluer les ressources en charbon et leur répartition dans l'archipel arctique. Dans cette région, à la différence du sud du Canada, les filons de charbon constituent généralement les unités lithologiques les plus résistantes à l'érosion au sein d'une coupe mal consolidée, ce qui, grâce aussi à la rareté de la végétation, en a facilité la reconnaissance et l'évaluation. Ainsi, même si une évaluation détaillée des ressources en charbon n'a été faite que pour les régions les plus prometteuses, on dispose actuellement de beaucoup de données sur la présence et la répartition du charbon dans cette région.

RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE ET GÉOGRAPHIQUE

Les gisements houillers de l'archipel arctique s'échelonnent du Dévonien tardif à l'Éocène tardif ou l'Oligocène, et se présentent dans les strates 1) du prisme de roches clastiques du Dévonien, 2) du bassin de Sverdrup, 3) des bassins maastrichtiens et paléogènes qui ont succédé au bassin de Sverdrup et 4) du prisme de sédiments de la terrasse continentale de l'Arctique; les ressources importantes appartiennent uniquement à la troisième catégorie. La discussion qui suit se limite aux gisements de charbon; la stratigraphie ainsi que le milieu paléogéographique et tectonique des formations hôtes ont été décrits dans des chapitres précédents. Les résultats présentés sont fondés sur des études antérieures résumées par Bustin (1981), Mackay (1947), Caine (1973), sur des observations et des analyses incluses dans des études géologiques effectuées principalement par des agents de la Commission géologique du Canada, et sur des études de terrain et des analyses de charbons inédites entreprises par les auteurs.

Prisme de roches clastiques du Dévonien

Des shales carbonés et de minces filons de charbon ont été décrits dans les formations de Fram, de Nordstrand Point, de Beverly Inlet, de Parry Islands et de Griper Bay des îles d'Ellesmere, Bathurst, Melville et Prince Patrick (Tozer et Thorsteinsson, 1964; Embry et Klovan, 1976; chapitre 10). Toutefois, le charbon ne constitue qu'une partie extrêmement faible de ces unités et la plupart des filons sont fortement argileux et ont généralement moins de 20 cm d'épaisseur. Les charbons du Sous-groupe de Griper Bay, dans les îles Prince Patrick et Melville, se classent parmi les bitumes à haute teneur en matières volatiles (Tozer et Thorsteinsson, 1964).

Bassin de Sverdrup

Les strates non marines et lagunaires du bassin de Sverdrup (chapitres 13 et 14) comportent généralement des lamines carbonées avec par endroits de minces filons de charbon bitumineux. Aucune venue importante de ressource n'y a été reconnue, mais les manifestations suivantes sont dignes de mention:

1) Dans le nord de l'île Axel Heiberg, la Formation d'Emma Fiord du Carbonifère inférieur comprend trois filons de charbon de rang inconnu dont l'épaisseur moyenne est d'environ 1m (Thorsteinsson, 1974).

2) Le Membre de Fosheim de la Formation de Heiberg du Trias supérieur et Jurassique inférieur renferme des shales carbonés et de minces filons de charbon (moins de 0,5 m) à la plupart des emplacements. L'analyse d'échantillons provenant de l'île Axel Heiberg indique qu'il s'agit de charbon bitumineux à teneur moyenne à faible en matières volatiles (Fortier et al., 1963, tableau 9). Dans la partie ouest du bassin de Sverdrup, la Formation de King Christian Island du Groupe de Heiberg contient des filons de charbon pouvant atteindre 1 m d'épaisseur.

3) La Formation de Hiccles Cove du Jurassique moyen, qui se trouve dans l'île Prince Patrick, est constituée en partie de shales carbonés. Un filon de 1 m d'épaisseur de charbon sub-bitumineux affleure du côté sud de l'inlet Intrepid (Tozer et Thorsteinsson, 1964).

4) La Formation d'Awingak du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur est constituée de lamines carbonées et de minces filons de charbon (moins de 0,5 m d'épaisseur) en de nombreux endroits.

5) La Formation d'Isachsen du Crétacé inférieur renferme des lamines carbonées ainsi que des filons de lignite et de charbon sub-bitumineux pouvant atteindre 0,5 m d'épaisseur, dans les îles Cornwall, Amund Ringnes et Ellef Ringnes. Des filons de charbon sub-bitumineux atteignant 1,5 m d'épaisseur ont été décrits dans les îles Prince Patrick, Eglington, Melville, McKenzie King et Banks (Tozer et Thorsteinsson, 1964; Bustin, données inédites). L'intervalle houiller le plus épais se trouve au lac Buchanan, dans l'île Axel Heiberg, où il existe cinq filons de charbon bitumineux et de semi-anthracite dont l'épaisseur peut atteindre 2 m (Fortier et al., 1963, tableau 9).

6) Dans la cuvette d'Éclipse dans le nord de l'île de Baffin, des strates attribuées à la Formation de Hassel du Crétacé supérieur (Miall et al., 1980) renferment jusqu'à cinq filons de charbon bitumineux à haute teneur en matières volatiles dont l'épaisseur peut atteindre jusqu'à 2 m.

Bustin, R.M. et Miall, A.D.
1991: Ressources en charbon de l'archipel arctique; dans chap. 20 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Ces charbons ont été exploités par les habitants de Pond-Inlet jusqu'en 1959. De minces filons de charbon sub-bitumineux à bitumineux à haute teneur en matières volatiles sont également trouvés dans l'île Ellesmere.

Bassins maastrichtiens et paléogènes

Le Groupe d'Eureka Sound contient des ressources houillères importantes dans l'île Banks (bassin Banks), la partie ouest de l'île Axel Heiberg (bassin de Strand Fiord), la partie est de l'île Axel Heiberg et les parties centrale et sud de l'île d'Ellesmere (bassin Remus), la partie nord de l'île d'Ellesmere (bassins Hazen et Judge Daly) et la presqu'île Bache (chapitre 15).

Bassin de Banks. Des filons de charbon se manifestent à la base de la Formation de Mount Lawson en subsurface, tandis que des affleurements de charbon sont trouvés uniquement dans la Formation de Margaret (d'après Miall, 1986; ces formations correspondent respectivement au Membre de Shale et au Membre de Cyclic de la Formation d'Eureka Sound dans Miall, 1979). Des filons de charbon pouvant avoir jusqu'à 30 cm d'épaisseur se présentent dans toute l'unité, des filons de 0,5 m en plusieurs endroits, et un filon de 3,3 m en un endroit. Le rang de ces dépôts varie du lignite au charbon sub-bitumineux B.

Bassin de Sverdrup west. Des filons de charbon atteignant 1,5 m d'épaisseur affleurent dans l'île Melville; des filons minces et des lamines carbonées (surfaces de séparation) sont réparties dans tout le bassin, où le rang du charbon varie du lignite au charbon sub-bitumineux B.

Bassin de Strand Fiord. Dans la partie ouest de l'île Axel Heiberg, à proximité des fjords Strand et Expedition, la partie inférieure du Groupe d'Eureka Sound ne contient que des lamines minces de charbon. La partie supérieure comprend au moins dix filons dont l'épaisseur varie de 1 à 9 m. Le rang de ces charbons varie de bitumineux A à teneur normale en matières volatiles à bitumineux C à teneur élevée en matières volatiles.

Dans le sud de l'île Axel Heiberg, au fjord Glacier, seulement les 300 m inférieurs du Groupe d'Eureka Sound sont conservés. Ce groupe renferme plusieurs filons de charbon sub-bitumineux dont l'épaisseur peut atteindre 1,5 m.

Le **bassin de Remus** renferme les gisements de charbon les plus importants de l'archipel arctique. Ils se présentent en cinq régions différentes :

1) La partie centrale du bassin, entre les monts Sawtooth et le détroit d'Eureka, renferme plus de 90 filons de lignite et de charbon sub-bitumineux et bitumineux à teneur élevée en matières volatiles dans une succession de 3300 m d'épaisseur. La plupart de ces filons ont une épaisseur inférieure à 1 m, mais plusieurs d'entre eux ont jusqu'à 15 m d'épaisseur dans la partie supérieure de la coupe.

2) Quelques filons seulement sont trouvés à l'est des monts Sawtooth et au nord du fjord Vesle. Plusieurs filons de charbon bitumineux à teneur élevée en matières volatiles, pouvant avoir jusqu'à 3,5 m d'épaisseur, affleurent dans la vallée Wolf, au sud-est de la partie centrale du fjord Cañon; plus loin à l'est, aucun filon n'a plus qu'environ 0,5 m.

3) Du charbon est présent dans toute la Formation d'Eureka Sound dans l'est de l'île Axel Heiberg. Quarante filons de charbon sub-bitumineux, dont 18 dépassent 1 m d'épaisseur, sont trouvés au fjord Mokka; le plus épais mesure 6 m. Dix filons de lignite, dont l'épaisseur peut atteindre 2 m, affleurent au bras Flat. D'un à trois filons atteignant 4 m d'épaisseur affleurent aussi à la pointe May, dans la presqu'île Schei, et près du diapir de Gibbs Fiord. Ailleurs, les affleurements sont pauvres et le nombre total ainsi que l'épaisseur des filons de charbon sont inconnus.

4) Dans la partie sud du bassin de Remus, entre le fjord Vesle et le fjord Stenkul, la Formation d'Eureka Sound renferme d'importantes ressources en charbon. À proximité des fjords Vesle et Strathcona, le groupe atteint 2 500 m de puissance et contient des épaisseurs importantes de charbon dans la partie supérieure de la coupe et, par endroits, également dans la partie inférieure. Plusieurs filons de charbon contigus au fjord Vesle ont une épaisseur qui varie de 1 à 4 m. Entre le fjord Bay et le fjord Strathcona, il existe au moins 15 filons de lignite dont l'épaisseur varie de 1à 25 m, les lits les plus épais se trouvant dans la partie supérieure de la coupe (fig. 20C-1). Plusieurs filons dont le rang va du lignite au charbon sub-bitumineux et dont l'épaisseur varie de 6 à 25 m, sont trouvés près du fjord Stenkul, au sud-est du fjord Bay.

Bassin de Lake Hazen. De rares filons minces de charbon bitumineux à forte teneur en matières volatiles sont répartis dans toute la succession; il existe, par endroits, jusqu'à cinq couches dont l'épaisseur varie de 0,5 à 2,5 m.

Bassin de Judge Daly. Un filon de 9 m d'épaisseur de charbon bitumineux à forte teneur en matières volatiles se présente dans la baie Watercourse, près de Fort Conger (fig. 20C-2); il s'agit de la seule manifestation importante de charbon dans cette région.

Cuvette d'Éclipse. Dans la partie sud de l'île Bylot, de minces filons de charbon sub-bitumineux affleurent dans des strates attribuées au Groupe d'Eureka Sound; cependant, aucun filon ayant plus de 0,5 m d'épaisseur n'a été décrit.

Autres endroits. Des lambeaux d'érosion du Groupe d'Eureka Sound affleurent en plusieurs endroits, surtout dans des bassins limités par des failles et superposés à des unités de la partie inférieure du Paléozoïque. Dans l'île Somerset, de minces filons de charbon sub-bitumineux sont trouvés dans des strates attribuées à la Formation d'Idlorak (Dineley et Rust, 1968) ou à la Formation de Mokka Fiord (Miall, 1986). Trois filons de charbon sub-bitumineux de 1 à 4 m d'épaisseur affleurent sur la presqu'île Bache, dans l'est de l'île d'Ellesmere. Dans l'île Devon, plusieurs filons minces (moins de 20 cm d'épaisseur) de charbon sub-bitumineux ont été remarqués dans le Groupe d'Eureka Sound, à proximité du fjord Viks, et dans la partie sud de l'île Bathurst, on a relevé la présence de charbon dont l'épaisseur atteint 1 ou 2 m (Kerr, 1974). Dans la baie Intrepid, dans l'île Cornwallis, 12 filons de charbon sub-bitumineux, dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à 1,5 m, ont été décrits dans une succession de 600 m d'épaisseur (Thorsteinsson, 1974). Bien que ces strates ont d'abord été rapportées au Pennsylvanien, elles sont maintenant considérées des strates du Tertiaire équivalant au Groupe d'Eureka Sound (Caine, 1973).

Figure 20C-1. Partie supérieure houillère d'une coupe du Groupe d'Eureka Sound, au nord du fjord Strathcona, île d'Ellesmere.

Prisme de sédiments de la terrasse continentale de l'Arctique

Dans le puits Crocker I-53 foré dans l'île Meighen, des sédiments innommés oligocènes et plus anciens renferment de nombreux filons de charbon dont l'épaisseur varie de 0,001 à 10 m. Le rang du charbon augmente progressivement dans la séquence, allant du lignite près de la surface au charbon bitumineux à teneur élevée en matières volatiles à une profondeur de 3 200 m.

La Formation de Beaufort du ?Miocène et Pliocène renferme en partie de la matière «tourbeuse» qui ressemble à du bois comprimé, mais possède très peu de véritable lignite.

RESSOURCES

Lorsqu'on signale la présence de ressources houillères, on doit tenir compte de deux facteurs (Bielenstein et al., 1979): 1) le degré de certitude que les ressources existent; et 2) la faisabilité de leur exploitation. En ce qui concerne le premier facteur on reconnaît quatre catégories de ressources: ressources mesurées, indiquées, déduites et spéculatives. Les ressources signalées dans le présent chapitre sont «déduites», car les estimations sont fondées sur des données d'affleurements et sur une cartographie préliminaire, associées à une connaissance générale de la géologie.

Le second facteur, la faisabilité de l'exploitation, dépend de l'association de la qualité, de l'épaisseur, de la profondeur et de l'emplacement du charbon (Bielenstein et al., 1979). Dans l'archipel arctique, «les ressources ayant un intérêt futur» sont réputées comprendre :

1) tous les filons dont l'épaisseur est supérieure à 1 m, jusqu'à 200 m de profondeur, dans les régions déformées de l'île Axel Heiberg et une partie de l'île d'Ellesmere;

2) tous les filons dont l'épaisseur est supérieure à 1 m, jusqu'à 400 m de profondeur, dans toutes les autres régions.

Le tableau 20C-1 présente ces ressources, à l'exception des parties centrale et sud-est de l'île Banks, où des ressources «spéculatives» importantes pourraient exister, et de quelques régions moins importantes où les filons dépassent 1 m d'épaisseur.

À l'exception de la Formation d'Isachsen des îles Banks et Axel Heiberg et de la Formation de Hassel dans le nord de l'île de Baffin, toutes les ressources importantes se trouvent dans la Formation d'Eureka Sound. Environ 80 % de ces ressources sont constitués de lignite ou de charbon sub-bitumineux et les 20 % restant de charbon bitumineux à teneur élevée en matières volatiles. Autrement dit, il s'agit partout de charbon thermique, et on ne connaît aucun gisement important de charbon métallurgique (bitumineux à teneur moyenne en matières volatiles ou faible teneur en matières volatiles). Les ressources houillères totales calculées pour cette région (51 000 mégatonnes) constituent environ 20 % de toutes les ressources houillères déduites du Canada.

La qualité du charbon n'a été déterminée qu'à quelques endroits. Les analyses indiquent que, à quelques exceptions près, la teneur en soufre est faible (moins de 1 %, moyenne d'environ 0,5 %). La teneur en cendres est très variable, mais il convient de noter que des filons de charbon propre (moins de 10 % de cendres) se manifestent dans un grand nombre de gisements. Les pouvoirs calorifiques mesurés sont eux aussi variables, allant de 23 000 à 32 500 kJ/kg. Tous les gisements principaux contiennent exclusivement du charbon humique, constitué surtout du macéral vitrinite (70 à 90 %), avec de faibles quantités d'inertinite, de fusinite et de semi-fusinite et de liptinite.

Figure 20C-2. Filon de charbon bitumineux à forte teneur en matières volatiles dans le Groupe d'Eureka Sound dans la vallée Watercourse, près de Fort Conger, au nord du fjord Archer, dans l'île d'Ellesmere.

Tableau 20C-1. Ressources en charbon de l'archipel arctique.

ENDROIT	FORMATION	RANG			TOTAL (en millions de tonnes)
		Lignite	Sub-bitumineux	Bitumineux à forte teneur en matières volatiles	
ÎLE BANKS	Eureka Sound		(>) 5000*		5 000
	Isachsen		2		2
ÎLE AXEL HEIBERG					
Secteur du Fjord Strand	Eureka Sound			230	230
Secteur du Fjord Glacier	Eureka Sound			2	2
Partie est de l'île	Eureka Sound	5 000	4 000	300	9 300
	Isachsen			5	5
ÎLE D'ELLESMERE					
Péninsule Fosheim (ouest)	Eureka Sound	10 000	7 000	4 000	21 000
Péninsule Fosheim (est)	Eureka Sound	2 500	500	200	3 200
Partie sud de l'île	Eureka Sound	8 000	3 500		11 500
Lac Hazen	Eureka Sound			600	600
Promontoire Judge-Daly	Eureka Sound			10	10
Presqu'île Bache	Eureka Sound		14		14
ÎLE DE BAFFIN	Eureka Sound		5		5
Cuvette d'Éclipse	Hassel			200	200
		25 500	20 021	5 547	51 068

*ne comprend pas les ressources «spéculatives» du sud-est de l'île Banks

D. RESSOURCES EN MINÉRAUX À VALEUR COMMERCIALE DE L'ARCHIPEL ARCTIQUE

Walter A. Gibbins

INTRODUCTION

La prospection des minéraux dans l'archipel arctique a été retardée par l'éloignement de la région et la rigueur du climat. Néanmoins, de grands gisements à forte teneur en plomb et zinc, de type de la vallée du Mississippi (TVM), ont été découverts au cours des trois dernières décennies. Des mines souterraines sont exploitées depuis 1982 à Polaris et 1976 à Nanisivik. Les deux gisements se trouvent sur un littoral soumis aux marées et sont accessibles pendant la courte saison de navigation dans l'Arctique.

Le présent sous-chapitre porte principalement sur la mine Polaris située dans la petite île Cornwallis et dans une moindre mesure sur la mine Nanisivik située dans la baie Strathcona, dans le nord de l'île de Baffin (fig. 20D-1). Ces mines sont les mines de minéraux métalliques les plus septentrionales du monde, et représentent presque toute l'activité économique à caractère non gouvernemental ainsi que toute la production rentable de substances minérales dans la région. On a extrait plus de 12 millions de tonnes de minerais d'une teneur de plus de 15 % de plomb et zinc de ces gisements jusqu'en mars 1988.

Les rapports sur l'industrie minière des Territoires du Nord-Ouest (T.N.-O.) produits par la Division de la géologie des T.N.-O. du ministère des Affaires indiennes et du Nord (voir par exemple, Laporte, 1974; Gibbins et al., 1977) font régulièrement le point sur la prospection des minéraux non pétroliers dans l'Arctique.

DISTRICT PLOMBO-ZINCIFÈRE DE CORNWALLIS

Géologie générale. Le district plombo-zincifère de Cornwallis (Kerr, 1977b) mesure 125 km sur 275 km et correspond à la partie nord du soulèvement de Boothia (partie nord de la zone de plissement de Cornwallis décrite par Kerr, 1977a). Il comprend l'île Cornwallis, la partie est de l'île Bathurst, la majeure partie de la presqu'île Grinnell dans le nord-ouest de l'île Devon, ainsi que plusieurs îles plus petites, dont la petite île Cornwallis et l'île Truro (fig. 20D-2). Des cartes et des rapports géologiques ont été publiés par Thorsteinsson (1958, 1980, 1984, 1988), Thorsteinsson et Kerr (1968), Kerr (1974; 1977a, b), Morrow et Kerr (1977, 1986), et Thorsteinsson et Mayr (1987).

Du Cambrien tardif à la toute fin de l'Ordovicien moyen, la région constituait une partie de la plate-forme franklinienne (ou miogéosynclinal), sur laquelle se sont accumulées surtout des roches carbonatées (formations de Cass Fjord, de Cape Clay, d'Eleanor River, de Thumb Mountain et d'Irene Bay), mais aussi des évaporites subtidales de la toute fin de l'Ordovicien précoce et du début de l'Ordovicien moyen (formations de Baumann Fiord et de Bay Fiord) (chapitre 8B, fig. 8B-30 à 8B-33). La configuration des faciès a été différente de l'Ordovicien tardif au tout début du Dévonien (fig. 8B-34, 8B-35): l'affaissement des parties externes de la plate-forme a eu comme résultat l'accumulation de sédiments de talus et de bassin (shales et roches carbonatées graptolitiques de la Formation de Cape Phillips) dans les parties nord et ouest de la région, tandis que l'accumulation de roches carbonatées de plate-forme (Formation d'Allen Bay et Groupe de Read Bay) se poursuivait au sud et à l'est (fig. 20D-2).

La déformation de Cornwallis a modifié les parties septentrionales du soulèvement de Boothia au Dévonien précoce (Kerr, 1977a; Okulitch et al., 1986; chapitre 12). Les failles formées dans le socle cristallin suivant des directions nord ont été à l'origine de la formation de failles et de plissement dans la partie inférieure de la couverture paléozoïque. Après un intervalle de soulèvement et d'érosion, la partie septentrionale du soulèvement de Boothia a été recouverte en discordance par des strates de la Formation de Disappointment Bay de la partie supérieure du Dévonien inférieur. Les sédiments syntectoniques et posttectoniques de cette unité sont recouverts d'une succession de roches carbonatées et clastiques épaisse qui s'échelonne de la toute fin du Dévonien précoce au Dévonien tardif (Formation de Blue Fiord, Groupe d'Okse Bay, etc.). L'orogenèse ellesmérienne, survenue de la toute fin du Dévonien au Carbonifère précoce, a provoqué une autre période de formation de failles et de plissement. La stratigraphie post-dévonienne est établie en fonction des affleurements locaux de strates carbonifères, crétacées et tertiaires qui sont généralement conservées dans des grabens du Tertiaire.

Facteurs ayant contrôlé la minéralisation. Quelques facteurs ou guides empiriques de la minéralisation expliquent la plupart des quinze indices TVM connus de la région (fig. 20D-2). La plupart des indices y compris les trois principaux gisements, se trouvent dans la partie supérieure bioclastique de la **Formation de Thumb Mountain** de l'Ordovicien (Kerr, 1977b). Les roches encaissantes sont sans exception des **dolomies bréchifiées**; des filons ou filonnets de dolomite spathique appelée «pseudobrèches» se retrouvent couramment. La plupart des indices sont trouvés **à l'intérieur du bassin de shales de Cape Phillips** (fig. 20D-2) et sont structuralement plus hauts, mais stratigraphiquement plus bas, que les shales. Dans la plupart des cas où il est possible de déterminer les relations stratigraphiques, les indices sont trouvés dans des régions où la Formation de Thumb Mountain **repose en discordance sous la Formation de Disappointment Bay**. Des formes de dissolution et d'effondrement associées à cette surface ont pu servir de conduits pour le transport et l'accumulation de fluides minéralisés (Kerr, 1977b).

Gibbons, W.A.
1991: Ressources en minéraux de valeur commerciale de l'archipel arctique; dans chap. 20 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Un cinquième facteur pourrait être les **failles ou fractures et les anticlinaux contrôlés par le socle** et orientés vers le nord, qui sont associés au développement du soulèvement de Boothia. Kerr (1977b) a remarqué que pendant la déformation de Cornwallis, la Formation de Thumb Mountain affleurait uniquement là où l'érosion a été profonde, principalement dans la région axiale des anticlinaux, comme dans celui de Crozier Strait.

Sous-district de la petite île Cornwallis. Malgré l'importance du district plombo-zincifère de Cornwallis, toutes les ressources de valeur commerciale, toutes les ressources indiquées par sondage et le meilleur potentiel pour des ressources supplémentaires se trouvent uniquement dans la petite île Cornwallis et l'île Truro, qui constituent ensemble moins de 5 % de la région. Deux gisements, Truro et Polaris (4 et 5 à la fig. 20D-2), sont situés sur les flancs opposés de l'anticlinal de Crozier Strait et du graben de Crozier Strait (Kerr, 1977b, p. 1411). Le troisième gisement, Eclipse (6 à la fig. 20D-2), est situé sur le flanc ouest d'un deuxième anticlinal qui occupe la partie est de la petite île Cornwallis (Kerr, 1977b).

Le **gisement Polaris** est un gisement TVM de taille et de teneur exceptionnelles. Les réserves de minerai avant toute production s'élevaient à 23 millions de tonnes contenant 4,3 % de plomb et 14,1 % de zinc. La masse minéralisée se présente sous forme d'une lentille orientée vers le nord qui comprend une section est épaisse, la zone Keel, et une aile concordante plus mince, la zone Panhandle, qui s'étend en amont-pendage vers l'ouest (fig. 20D-3). Le sommet de cette masse minéralisée se trouve entre 80 et 180 m sous la surface et a une épaisseur stratigraphique maximale de 120 m, une largeur maximale de 400 m et une longueur de 1 000 m.

La stratigraphie et la lithologie des roches encaissantes sont particulièrement importantes à la mine Polaris, car elles contrôlent et influencent les styles de minéralisation. La partie supérieure de la Formation de Thumb Mountain est constituée de calcaire dolomitisé noduleux qui contient des quantités variables de matière argileuse et bioclastique dans la matrice entre les nodules. Dans les zones minéralisées, la matrice boueuse est remplacée de préférence par des sulfures et de la dolomite spathique qui forment une brèche contenant des nodules subarrondis de dolomie inaltérée.

La partie inférieure de la Formation de Thumb Mountain renferme de grandes lentilles étendues de dolomie argileuse et pétrolifère finement laminée, de couleur brun foncé et riche en fragments du corail colonial *Tetradium cellulosum* (fig. 20D-3). Ces lentilles sont habituellement remplacées in situ par des sulfures, le plus souvent sans aucun signe de bréchification. Le reste de la partie inférieure de la Formation de Thumb Mountain est constitué de dolomie saccharoïde beige, bien stratifiée. Les parties minéralisées sont caractérisées par des veinules ramifiées de sphalérite, de galène et de dolomite spathique ou moins souvent par des zones bréchiques.

Le minerai est constitué de galène et de sphalérite, avec une gangue de dolomite spathique, de marcasite et de glace avec une petite quantité de calcite et des traces de bitume. La figure 20D-4 montre les textures caractéristiques du minerai. La sphalérite est surtout colloforme (incrustante, massive, botryoïde ou pisolitique) et, dans une moindre mesure, cristalline; la galène se présente sous forme de cubes disséminés ou couvrant les parois internes des vacuoles, de cristaux squelettiques ou en forme de trémie, ou d'enchevêtrements rayonnants ou dendritiques avec la sphalérite.

Les textures et la minéralogie des minerais, les températures des inclusions fluides (de 50° à 105° [Jowett, 1975]), les indices largement répandus de dolomitisation, de karstification et de tectonique régionale qui sont trouvés dans le gisement Polaris et dans l'ensemble du district, sont des caractéristiques remarquablement semblables à celles de Pine Point et typiques des gisements TVM en général. Toutefois, Pine Point et Polaris-Truro ne partagent pas les rapports anormaux des isotopes de plomb de type J qui sont caractéristiques de la plupart des gisements TVM (Heal, 1976).

Heal (1976) a étudié les isotopes de soufre et de plomb dans les échantillons de minerai provenant de Polaris et de Truro. Il a montré que le soufre est en déséquilibre isotopique et pense qu'il a été produit par réduction bactérienne de sulfate évaporitique ordovicien (formations de Baumann Fiord, de Bay Fiord ou les deux) et transporté vers les lieux d'accumulation sous forme de sulfure réduit dans une saumure. L'âge radiométrique du plomb (525 Ma) porte à croire que la source des métaux était une roche précambrienne, mais la nature conforme du plomb de Polaris-Truro peut indiquer une source profonde (manteau supérieur) (Heal, 1976, p. 135). Heal a conclu que la précipitation des minéraux sulfurés s'est produite au moment de la rencontre des deux saumures.

Kerr (1977b) a proposé un modèle génétique similaire dans lequel une saumure métallifère et une saumure

---

Figure 20D-1. Index des gisements minéraux ou des indices discutés.
1: District plombo-zincifère de Cornwallis.

2: Gisements de plomb, zinc et argent de la zone d'affleurement de la cuvette de Milne Inlet et de Society Cliffs, bassin de Borden.

2a: indice du ruisseau Hawker.

3: Formation de Natkusiak (basalte à Cu natif du Protérozoïque supérieur).

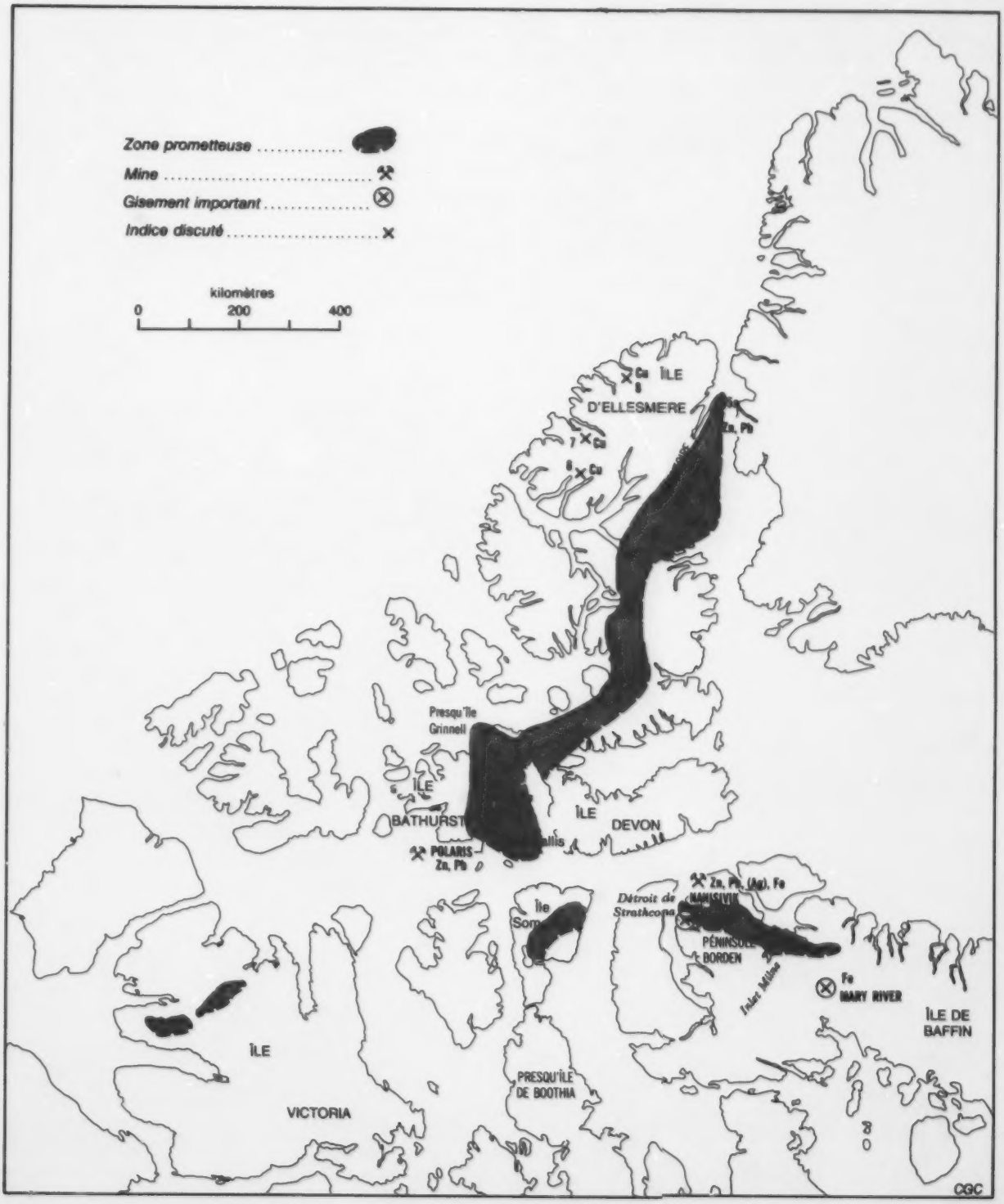
4: Région contenant des cheminées de kimberlite.

5: Zone de plissement de Central Ellesmere.
5a: Partie nord-est du promontoire Judge Daly (Pb-Zn dans des roches carbonatées de la marge de la plate-forme du Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur).

6: Nord de la partie amont du fjord Hare (Cu dans des mudstones, etc., d'eau profonde, du Cambrien-Silurien inférieur de la zone de plissement de Hazen).

7: Sud-ouest de l'inlet Yelverton (Cu dans du métabasalte du Protérozoïque ou de la partie inférieure du Paléozoïque dans la zone de plissement de Clements Markham).

8: Sud-ouest du fjord Disraeli (Cu dans des roches carbonatées de plate-forme de l'Ordovicien supérieur de la Pearya).


Zone prometteuse
Mine
Gisement important
Indice discuté
kilomètres
0
200
400
ÎLE D'ELLESMERE
Cu
Zn, Pb
Presqu'île Grinnell
ÎLE BATHURST
POLARIS Zn, Pb
ÎLE DEVON
Détroit de Strathcona
Zn, Pb, (Ag), Fe
NANISIVIK
PÉNINSULE BORDEN
Inlet Milne
Fe
MARY RIVER
ÎLE DE BAFFIN
ÎLE VICTORIA
PRESQU'ÎLE DE BOOTHIA
CGC

sulfurée ont migré vers des cavernes et des pores qui ont servi de pièges et, qu'au moment de leur rencontre, des minéraux sulfurés se sont précipités, probablement pendant le Dévonien. D'après lui, une des solutions s'est déplacée, surtout latéralement, à partir de shales qui constituaient leur source (p. ex. la Formation de Cape Phillips), et que l'autre est montée des profondeurs.

Anderson et Macqueen (1982, p. 114) ont fait remarquer que les hypothèses d'un mélange faisant intervenir l'addition de H_2S aux saumures métallifères à l'endroit même de l'accumulation du minerai, sont beaucoup plus plausibles du point de vue hydrodynamique que celles d'un mélange de deux solutions transportées. Anderson (1983) a conclu qu'il est peu probable que des quantités de métal et de H_2S susceptibles de former des minerais puissent être transportées dans la même solution aqueuse dans le cas des gisements TVM. Par conséquent, le sulfure doit être fourni à l'endroit où se fait la mise en place par la réduction du sulfate qui se trouve déjà dans la saumure ou, dans le cas d'une réduction bactérienne, par la diffusion assistée par l'écoulement de fluides provenant d'une source plus froide située à une certaine distance de l'endroit de mise en place du minerai. Dans ce cas, la précipitation des sulfures libère de l'acide qui devrait dissoudre inévitablement les roches encaissantes carbonatées, donnant ainsi naissance à la bréchification ou facilitant la substitution (Anderson, 1983). Un tel processus peut s'appliquer, du moins en partie, à Polaris, où la bréchification est généralisée et la substitution est indiquée par la substitution in situ de couches à *Tetradium* par des sulfures et par la continuité, à travers le gisement, d'une unité repère constituée de nodules de chert (fig. 20D-3). Anderson a en outre souligné l'importance de la présence d'une formation imperméable, comme du shale, au-dessus de la zone minéralisée (formations d'Irene Bay ou de Cape Phillips à Polaris?), dont le rôle est de retenir le H_2S et retarder l'oxydation de la matière organique.

Callahan (1978, 1979) conteste la chronologie de la séquence des événements de Kerr et pense que les sulfures ont pu se déposer avant la déformation de Cornwallis dans des cavités associées à une discordance présumée entre les formations de Thumb Mountain et d'Irene Bay. À ce jour, aucun fait n'a été présenté pour confirmer la présence d'une discordance importante à ce niveau stratigraphique. Un paléosol imprégné de limonite, situé au sommet de la Formation de Thumb Mountain dans l'île Devon, représente probablement un hiatus sédimentaire, mais cette lacune a dû être beaucoup plus brève que l'intervalle d'âges d'une zone à conodontes, et aucune forme karstique n'y a été observée (Thorsteinsson et Mayr, 1987, p. 58).

Le gisement d'**Eclipse** renferme plus d'un million de tonnes à teneur moyenne de 13 % de zinc, réparties dans trois zones de dolomie bréchifiée et faillée (Laporte, 1974, p. 166). De la sphalérite, de la galène et de la pyrite, accompagnées de smithsonite et d'oxyde de fer, remplissent l'espace entre les éléments de la brèche.

Un indice spectaculaire à haute teneur en galène, de 1 à 2 m de largeur, affleure sur une distance de 10 km le long de la côte nord-est de l'**île Truro** (fig. 20D-2, emplacement 4). Des levés gravimétriques ont permis de délimiter une importante anomalie, et des forages restreints ont donné quelques bonnes, bien que courtes, intersections.

D'autres indices minéralisés sont présents dans la région, notamment un indice de zinc TVM dans une dolomie arénacée de l'Ordovicien inférieur, à proximité de la côte nord-est de la baie Aston, dans l'île Somerset (Gibbins et al., 1977, p. 42), ainsi que des indices de cuivre et plomb dans le calcaire de la Formation d'Allen Bay, dans le sud-est de la presqu'île Grinnell (G et H à la fig. 20D-2) (Gibbins, 1984, p. 106-108).

GISEMENTS PLOMBO-ZINCIFÈRES PROTÉROZOÏQUES DU BASSIN BORDEN, PARTIE NORD-OUEST DE L'ÎLE DE BAFFIN

Le bassin Borden dans le nord de l'île de Baffin s'est formé suite à un épisode de rifting à la fin du Protérozoïque moyen (Jackson et Ianelli, 1981; chapitre 6). Le gisement de plomb, zinc et argent de Nanisivik et plusieurs gisements de sulfures plus petits se trouvent dans des dolomies stromatolithiques de la Formation de Society Cliffs; cette dernière affleure dans une zone de 150 km qui s'étend de l'inlet Admiralty à la baie Tay et fait partie d'une structure appelée cuvette de Milne Inlet (fig. 20D-1, région 2). Les gisements sont groupés à l'extrémité nord-ouest de la zone qui a été basculée et qui, par conséquent, a été particulièrement susceptible à la karstification (Geldsetzer, 1973a, 1973b). Un gisement de sulfures sans valeur commerciale, situé au ruisseau Hawker, 40 km à l'est-sud-est de Nanisivik, renferme une petite quantité de sulfure de zinc qui ressemble au minerai de Nanisivik (Olson 1977, 1984), tandis que d'autres indices sont très petits et de faible teneur.

Le **gisement de Nanisivik**, situé dans la baie Strathcona (fig. 20D-5), partage certaines caractéristiques des gisements TVM tout en étant exceptionnel à plusieurs égards. Il contient une forte proportion de sulfure de fer (pyrite et marcasite) et une teneur élevée en argent dans de la sphalérite; la roche encaissante et le minerai datent du Précambrien, et les inclusions fluides affichent des températures élevées. La production antérieure plus les réserves actuelles prouvées ou probables (janvier 1988) s'élèvent à 10 millions de tonnes de minerai renfermant plus de 10 % de zinc, 1 % de plomb, 40 g/t d'argent et un peu de cadmium.

Le gisement a la forme d'un tube aplati. En coupe transversale, la lentille principale ou supérieure a 60 à 120 m de largeur et 2 à 20 m d'épaisseur. Une lentille de sulfures inférieure, de forme plus irrégulière, se trouve généralement sous la lentille principale et y est reliée par une carène verticale à subverticale. En plan, elle ressemble à un chenal fluvial légèrement méandrique sur toute sa longueur de trois kilomètres (fig. 20D-5). Le minerai type est constitué de grains euédriques à subédriques de sphalérite et de galène, tandis que la gangue se compose de pyrite anédrique, de dolomite spathique et de glace. Le minerai sulfuré est normalement bien lité, et des brèches sulfurées à grain très grossier se sont formées par endroits. Des stalactites de pyrite et de sphalérite sont présentes mais très rares. Des masses compactes de pyrite argentifère abondent dans le corps minéralisé principal et dans son voisinage immédiat (fig. 20D-5).

Plusieurs modèles génétiques du gisement de Nanisivik ont été élaborés. Ils reconnaissent tous l'importance de la karstification, des conditions de température et de salinité élevées des fluides minéralisés déduites des inclusions fluides (Arne et al., 1987), et du rôle des shales sous-jacents (Formation d'Arctic Bay) comme source probable des métaux. Toutefois, chaque modèle envisage des processus différents. Clayton et Thorpe (1982) croient que des grottes horizontales ont été formées par de l'eau météorique au niveau de la nappe phréatique ou au-dessus, et qu'elles ont plus tard été remplies de sulfures à une plus grande profondeur, sous la couverture que constituait la Formation de Victor Bay.

Olson (1977,1984) a conclu qu'il y a eu quatre événements différents de karstification, le deuxième desquels a produit des grottes minéralisées. Des hydrocarbures et des saumures métallifères, libérés au cours d'une phase subséquente de métamorphisme thermique et d'assèchement des shales sous-jacents, ont migré vers des grands réseaux de grottes intégrés où il y a eu oxydation du carbone, réduction des sulfates et mise en place des métaux.

Ford (1981) a reconnu la présence d'encoches, de bavures et d'autres formes de corrosion à Nanisivik, qu'il a attribuées à des processus hydrodynamiques. Il a estimé que plus de 95 % de la lentille minéralisée principale ont été créés par un fluide minéralisé à écoulement rapide qui a dissous la dolomite à mesure qu'il précipitait les sulfures. Des cavités secondaires se sont formées vers le haut, vers une surface piézométrique (nappe phréatique) qui continuait de monter ou demeurait stationnaire.

Curtis (1984) est aussi d'avis qu'une grande partie de la lentille minéralisée principale a été créée par des fluides minéralisés qui dissolvaient la dolomie. Toutefois, il croit que le sommet plat de la lentille principale représente une interface gaz-liquide plutôt qu'une nappe d'eau météorique. Il remet donc en question l'origine hydrodynamique primaire des bavures et des encoches de corrosion.

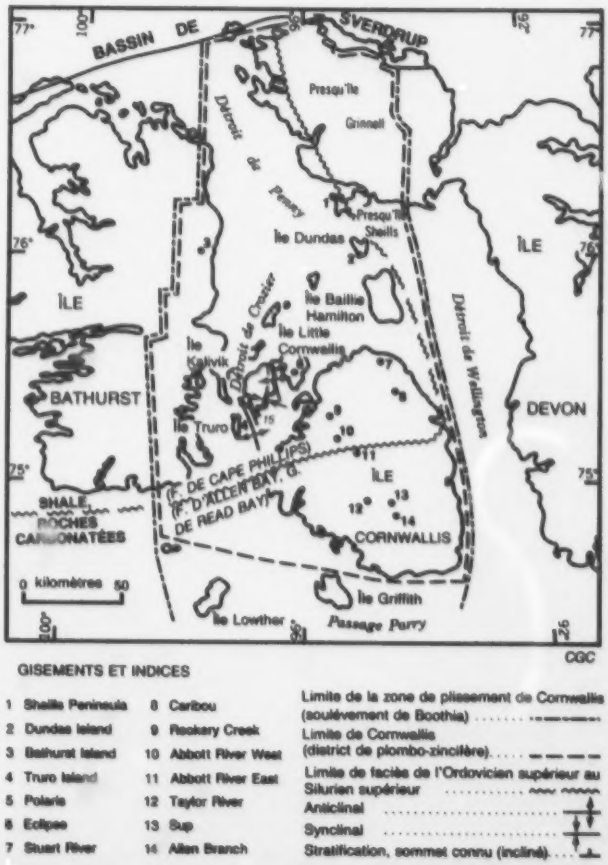
INDICATIONS DE RESSOURCES MINÉRALES DANS D'AUTRES RÉGIONS

Les roches cristallines du socle de la partie est de l'île d'Ellesmere (chapitre 6) ont été étudiées par des géologues de Petro-Canada Limitée en 1982 et 1983. Ces derniers ont reconnu de nombreux indices de formation ferrifère à faciès sulfuré, plusieurs manifestations de malachite, plusieurs gîtes associés à des skarns, ainsi qu'un indice de barytine (Gibbins, 1985). Au sud de la région à l'étude dans le présent sous-chapitre, de grands gisements très riches en fer se présentent dans des roches métamorphisées du Protérozoïque inférieur à proximité de la rivière Mary, dans l'île de Baffin (fig. 20D-1) (Gross, 1966; Jackson, 1966).

Des indices de cuivre sont trouvés dans la Formation de Natkusiak de l'île Victoria, dans les strates du Protérozoïque supérieur qui reposent sous la Plate-forme de l'Arctique (Jefferson et al., 1985; fig. 20D-1, région 3).

Au sein de la Plate-forme de l'Arctique, plusieurs cheminées et dykes de kimberlite traversent des strates siluriennes de l'île Somerset (fig. 20D-1, région 4; Mitchell, 1976); quelques microdiamants y ont été récupérés. Des minéraux indicateurs de kimberlite ont aussi été reconnus dans des échantillons de minéraux lourds provenant de la partie sud-ouest de l'île d'Ellesmere (Gibbins, 1985).

Les roches de la partie inférieure du Paléozoïque de la zone de plissement de Central Ellesmere et de la Plate-forme de l'Arctique adjacente (fig. 20D-1, région 5) ont fait l'objet de plusieurs projets mixtes de prospection et de géochimie, dont le but était de découvrir du plomb et du zinc dans des roches carbonatées, des shales, ou les deux. Les critères géologiques favorables sont les suivants: 1) des taux faibles de sédimentation, des conditions euxiniques et des failles synsédimentaires possibles dans le «bassin de shale de Cape Phillips»; 2) des lignes de démarcation entre la plate-forme et le bassin; 3) des changements de faciès, marquant le passage de roches carbonatées à des shales; et 4) des roches carbonatées récifales, bréchifiées et dolomitisées (Sangster, 1981; voir le chapitre 8 du présent volume). La découverte la plus spectaculaire à ce jour est l'indice principal trouvé par la Great Plains Development Co. Ltd. dans des strates du Cambrien supérieur ou de l'Ordovicien inférieur de la Formation de Copes Bay dans le nord-est du promontoire Judge Daly, quelques kilomètres



GISEMENTS ET INDICES

1 Sheilla Peninsula
2 Dundas Island
3 Bathurst Island
4 Truro Island
5 Polaris
6 Eclipse
7 Stuart River
8 Caribou
9 Rookery Creek
10 Abbott River West
11 Abbott River East
12 Taylor River
13 Sup
14 Allen Branch

Limite de la zone de plissement de Cornwallis (soulèvement de Boothia)
Limite de Cornwallis (district de plombo-zincifère)
Limite de faciès de l'Ordovicien supérieur au Silurien supérieur
Anticlinal
Synclinal
Stratification, sommet connu (incliné)

Figure 20D-2. Carte de localisation du district plombo-zincifère de Cornwallis (modifiée de Kerr, 1977b).

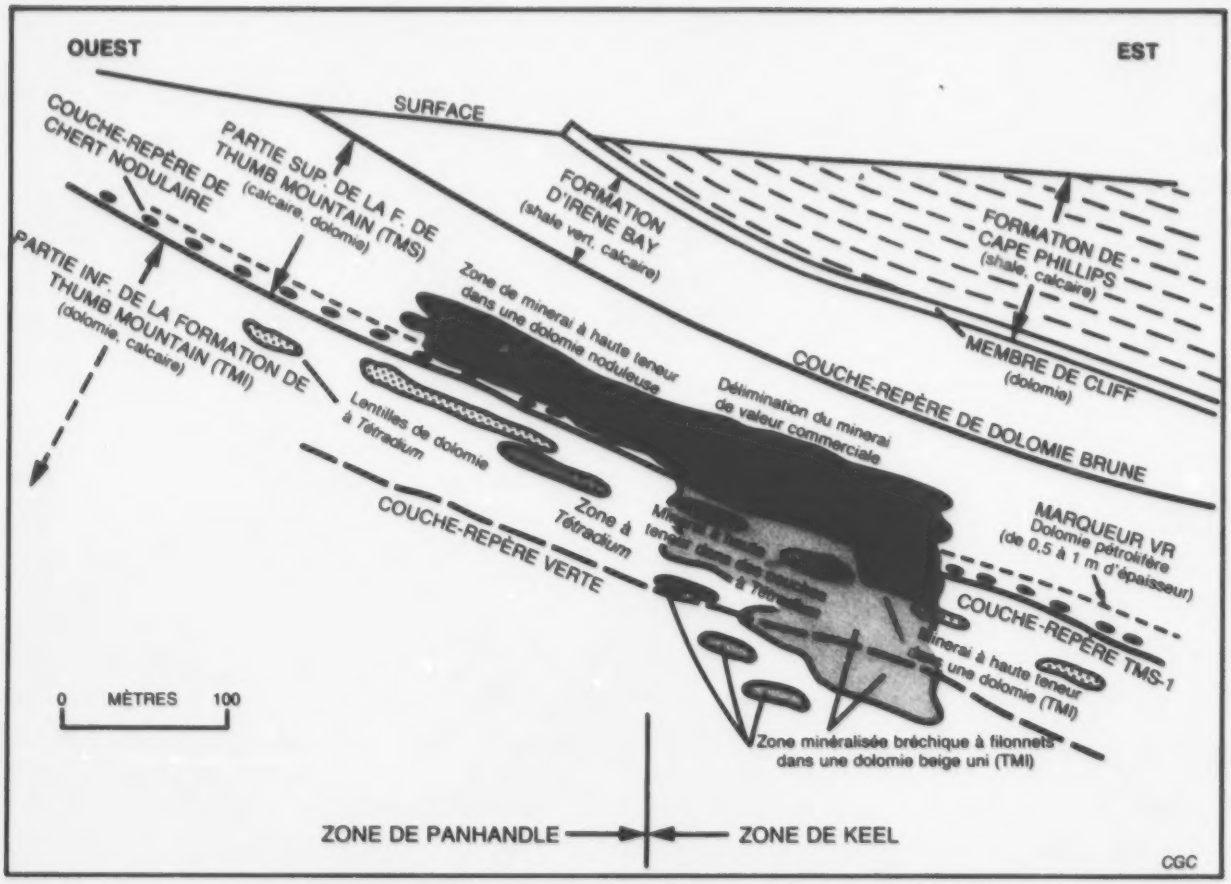


Figure 20D-3. Coupe ouest-est traversant le corps minéralisé Polaris.

au sud-est de la limite des faciès de plate-forme avec des sédiments d'eau profonde de la Formation de Hazen (fig. 20D-1, emplacement 5a). À cet endroit, de la galène et de la sphalérite se manifestent dans des lentilles et sous forme de cristaux disséminés sur une distance de 300 m (Gibbins et al., 1977, p. 63-65).

En 1982, les géologues de Petro-Canada ont découvert 130 indices minéraux dans le centre ouest de l'île d'Ellesmere. Parmi ces indices, 87 renferment de l'hydrozincite intraformationnelle et de l'hydrozincite associée à des fractures dans des mudstones des formations de Cape Phillips et de Devon Island; 16, de type TVM, contiennent de la galène, de la sphalérite et de la barytine et se trouvent dans la dolomie d'Allen Bay; 14, se manifestent dans des veines ou sont associés à des failles, comportent de la galène, de la sphalérite ou de la barytine; et 9 contiennent de la barytine noduleuse ou stratifiée, dans la Formation de Devon Island (Gibbins, 1985).

Dans le nord de l'île d'Ellesmere, de la malachite et de la chalcopyrite sont trouvées dans des mudstones et des cherts de la Formation de Hazen (du Cambrien inférieur au Silurien inférieur; chapitre 8C, fig. 8C-7, 8C-8) au nord de la partie amont du fjord Hare (Commission géologique du Canada, Division de la géologie économique, 1980 et P.H. Trettin, communication personnelle, 1986; fig. 20D-1, emplacement 6). La malachite se retrouve couramment dans les roches mafiques de l'assemblage de Yelverton (Protérozoïque supérieur ou Paléozoïque inférieur; fig. 8C-3) de la partie ouest de la zone de plissement de Clements Markham (fig. 20D-1, emplacement 7). De la tennantite ($Cu_{12}As_4S_{13}$) a été trouvée dans des strates dolomitisées de la Formation de Zebra Cliffs du terrane de Pearya (Ordovicien supérieur), à proximité d'une faille importante supposée représenter une suture de l'Ordovicien moyen (Trettin, 1981; chapitre 9; fig. 20D-1, emplacement 8).

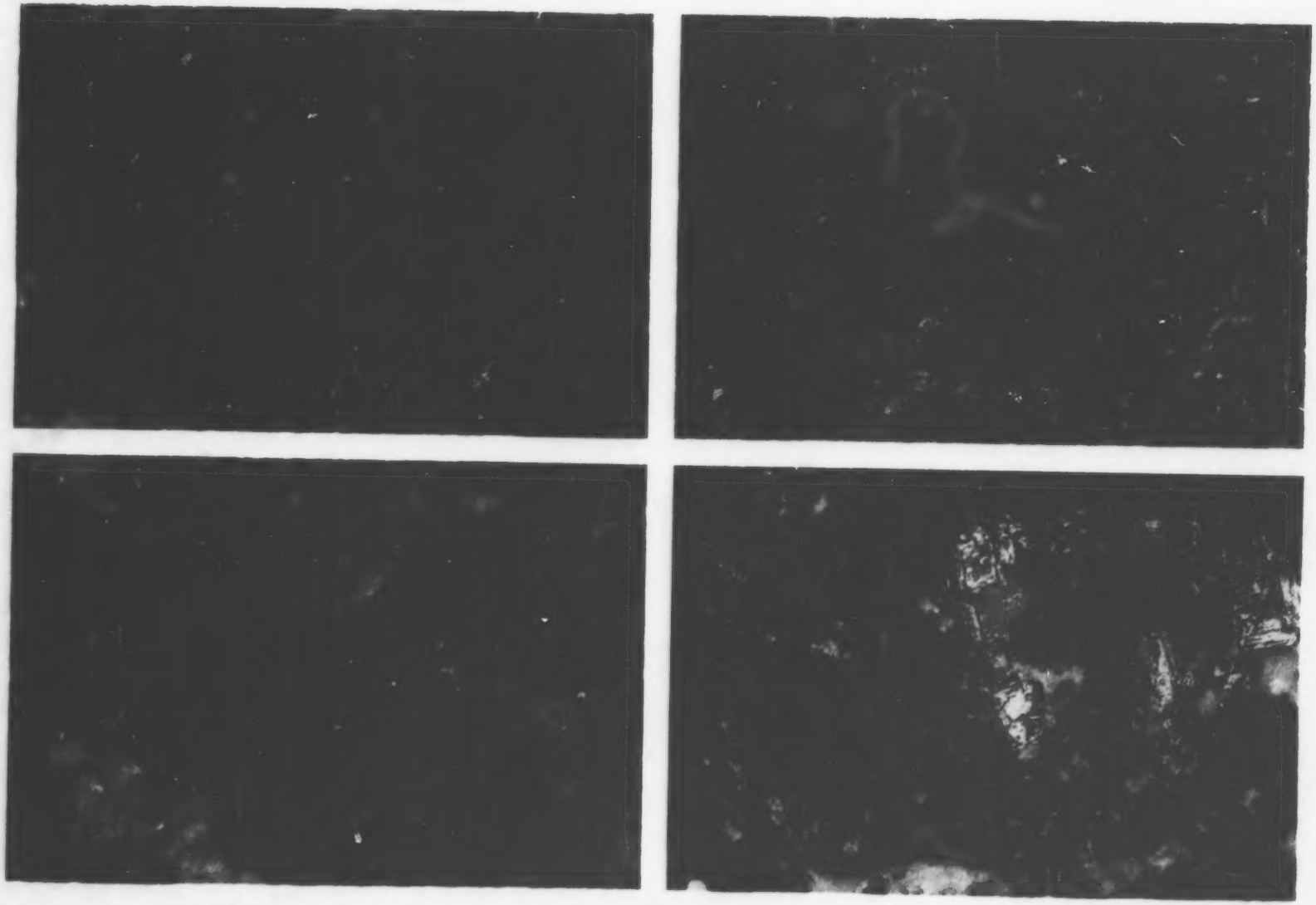


Figure 20D-4. Textures du minerai de Polaris. a) Sphalérite colloforme; fragment de marcasite dans le centre inférieur (x 1,1). b) Sphalérite colloforme; enchevêtrement radial de galène dans un anneau de sphalérite claire près du centre (x 1,4). c) Sphéroïdes de sphalérite brun pâle dans une dolomie spathique; à noter la mince incrustation de sphalérite colloforme et les enchevêtrements de galène (x 1,3). d) Cristaux de galène et dolomie spathique; cristaux squelettiques passant à des cristaux en forme de trémie (x 1,4).

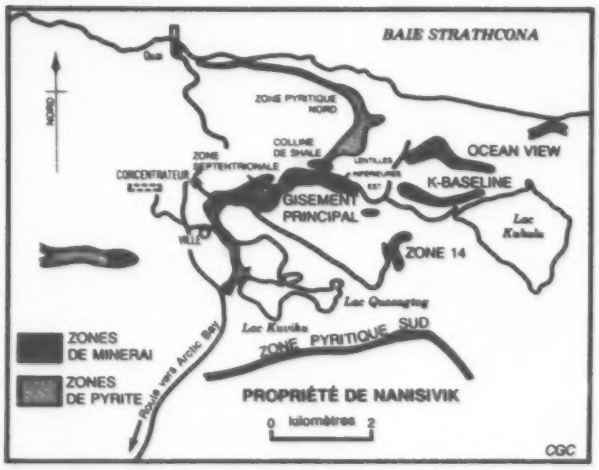


Figure 20D-5 Zones de sulfures de Nanisivik, détroit Strathcona, île de Baffin.

Les seules richesses minérales connues dans le bassin de Sverdrup sont du sel et du soufre associés à des diapirs de la Formation d'Otto Fiord (chapitre13).

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier le personnel de l'Étude du plateau continental polaire (ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources) pour leur aide, leur coopération et leur hospitalité, ainsi que les nombreux géologues qui ont contribué à sa connaissance de la géologie de l'Arctique et qui ont rendu son travail agréable. Les suggestions utiles offertes par W.A. Padgham qui a relu le document a permis d'apporter des améliorations au présent rapport.

E. RESSOURCES EN MINÉRAUX À VALEUR COMMERCIALE DU GROENLAND SEPTENTRIONAL

A. Steenfelt

La prospection minérale a été très limitée dans le Groenland septentrional et aucun indice minéral à valeur commerciale n'y est connu. Toute évaluation de son potentiel minéral doit donc être fondée sur des levés géochimiques de reconnaissance et sur des indications observées de minéralisation.

Des levés géochimiques utilisant un petit nombre d'échantillons d'alluvions prélevés sur une grande surface ont été effectués sur la majeure partie du Groenland septentrional (Steenfelt, 1980, 1985; Jakobsen et Stendal, 1987). Une région de 22 400 km² située dans le centre et l'ouest du Groenland septentrional (fig. 20E-1) a été étudiée au moyen d'échantillons d'alluvions prélevés à raison d'un par 30 km²; la fraction granulométrique <0,1 mm a été analysée par fluorescence des rayons X pour 27 éléments. En dehors de cette région, la répartition des lieux d'échantillonnage d'alluvions était très irrégulière et en moyenne, moins dense; ces échantillons ont été dosés pour un plus petit nombre d'éléments.

Ghisler et Stendal (1980) et Steenfelt (1980, 1985, 1987) ont rédigé des présentations et des évaluations préliminaires des levés. Les résultats pour le centre et l'ouest du Groenland septentrional indiquent qu'il existe un potentiel pour des gisements de Zn et de Ba, comme le montre la figure 20E-1. À l'échelle régionale, deux zones se distinguent par des valeurs élevées en BaO, en Zn, ou les deux. Elles sont parallèles à l'axe du bassin, et une comparaison avec les stades d'évolution du bassin franklinien du Groenland septentrional (fig. 7-4) montre que la zone anormale située le plus au nord (principalement des anomalies de Zn) suit la position de la marge de la plate-forme continentale aux stades 3 et 4 (du Cambrien précoce à l'Ordovicien précoce), alors que la zone sud, où l'on rencontre surtout des valeurs élevées de Ba, suit la marge de la plate-forme et la zone récifale au stade 7 (Silurien moyen à tardif).

Des travaux complémentaires ont montré qu'il existe un enrichissement syngénétique et épigénétique en Ba dans les deux zones anormales, et une minéralisation épigénétique en Zn dans la zone nord. Au fjord Navarana (N à la fig. 20E-1), des échantillons provenant de certains horizons, particulièrement de mudstones cherteux de la séquence de talus à faible remplissage sédimentaire de l'Ordovicien (stade 5 S_2), ont donné des teneurs en Ba de l'ordre de 0,4 à 6 %. Le baryum est disséminé dans le chert sous forme de barytine et de silicate de baryum (cymrite?) (U.H. Jakobsen, communication personnelle, 1987).

Les valeurs élevées de BaO trouvées le long de la marge de la plate-forme silurienne sont principalement attribuées à l'enrichissement syngénétique en Ba dans les mudstones noirs mis en place pendant le stade 7T (début du Llandovérien tardif). Cependant, certains échantillons d'alluvions provenant de la Nyboe Land contiennent jusqu'à 2 % de barytine, ce qui pourrait indiquer l'existence d'une

Steenfelt, A.
1991: Ressources en minéraux de valeur commerciale du Groenland septentrional; dans chap. 20 de la Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

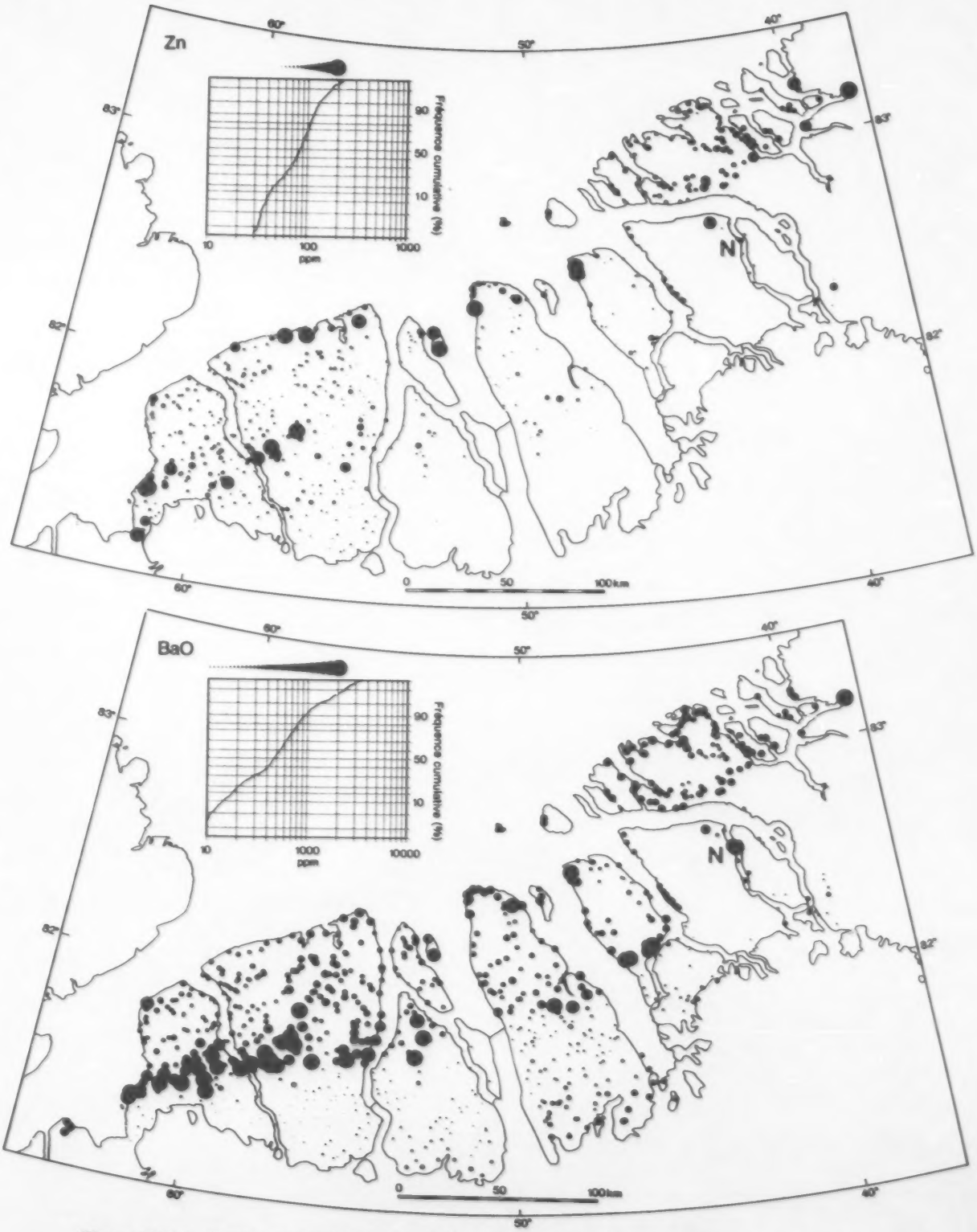


Figure 20E-1. Cartes montrant la concentration de BaO et de Zn dans la fraction granulométrique <0,1 mm d'échantillons d'alluvions. N indique l'emplacement de la minéralisation de sphalérite de type bréchique. L'augmentation de la grosseur des points en fonction de la concentration des éléments est supérieure pour Zn. Cette façon de procéder vise à mettre en relief la variation de fond de BaO et les anomalies de Zn.

minéralisation en barytine de type filonien. Les emplacements anormaux n'ont pas fait l'objet d'études sur le terrain.

L'anticlinal de Navarana Fiord renferme de la sphalérite épigénétique (fig. 7-7). La sphalérite et la barytine secondaire associée constituent 60 à 70 % de la matrice d'une zone bréchique d'un mètre de largeur, située au centre d'un filon de calcite vertical de 5 à 7 m de largeur. Ce dernier occupe une fracture formée par une faille qui recoupe les dolomies de la Formation de Portfjeld. L'âge de la minéralisation n'est pas connu, mais elle pourrait être contemporaine à la formation de failles (ellesmérienne?) (Jakobsen et Steenfelt, 1985).

Des levés géochimiques effectués dans l'est du Groenland septentrional ont indiqué un potentiel de minéralisation en Cu dans des roches sédimentaires et volcaniques du Précambrien supérieur, au sud du bassin franklinien (Ghisler et Stendal, 1980). On trouve de petites quantités de chalcopyrite dans les membres de grès, et du cuivre natif dans les vésicules des filons-couches basaltiques.

RÉFÉRENCES

Aldridge, R.J., Armstrong, H.A., and Smith, M.P.
1983: Conodont colour alteration as a guide to thermal history of the Lower Paleozoic strata of North and East Greenland; Geological Survey of Greenland, unpublished report, 12 p.

Anderson, G.M.
1983: Some geochemical aspects of sulfide precipitation in carbonate rocks; in International Conference on Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits, Proceedings Volume, G. Kisvarsanyi, S.K. Grant, W.P. Pratt, and J.W. Koenig (ed.); University of Missouri-Rolla, Rolla, Missouri, p. 61-76.

Anderson, G.M. and Macqueen, R.W.
1982: Ore deposit models — 6. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits; Geoscience Canada, v. 9, p. 108-117.

Arne, D.C., Kissin, S.A., and Curtis, L.W.
1987: A fluid inclusion study of sphalerite and dolomite from the Nanisivik lead-zinc deposit, Baffin Island, Northwest Territories — a discussion; Economic Geology, v. 82, p. 1968-1971.

Asudeh, I., Forsyth, D., Stephenson, R., Embry, A., Jackson, R., and White, D.
in press: Crustal structure of the Canadian Polar Margin: Part I; Canadian Journal of Earth Sciences.

Baker, D.A., Illich, H.A., Martin, S.J., and Landin, R.R.
1975: Hydrocarbon source potential of sediments in the Sverdrup Basin; in Canada's Continental Margins, C. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 545-556.

Balkwill, H.R. and Fox, F.G.
1982: Incipient rift zone, western Sverdrup Basin, Arctic Canada; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 171-188.

Bielenstein, H.U., Chrismas, L.P., Latour, B.A., and Tibbets, T.E.
1979: Coal resources and reserves of Canada; Energy, Mines and Resources Canada, Report ER 79-9, 37 p.

Bjorøy, M., Mills, N., Mørk, A., and Vigran, J.P.
1982: Organic geochemical analyses on samples from North-East Greenland; Continental Shelf Institute, Trondheim, Norway, unpublished report, 283 p.

Brooks, P.W., Embry, A.F., Goodarzi, F., and Stewart, R.
in press: Geochemical studies of Sverdrup Basin (Arctic Islands): Part I, Organic geochemistry and biological marker geochemistry of the Schei Point Group (Triassic) and recovered oils; Bulletin of Canadian Petroleum Geology.

Bustin, R.M.
1981: Tertiary coal resources, eastern Arctic Archipelago; Arctic, v. 33, p. 38-49.

Caine, T.W.
1973: Coal in the Arctic Archipelago; Canada, Department of Indian Affairs and Northern Development, unpublished report, 27 p.

Callahan, W.H.
1978: Cornwallis Lead-Zinc District; Mississippi Valley-type deposits controlled by stratigraphy and tectonics: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 459-460.
1979: Cornwallis Lead-Zinc District; Mississippi Valley-type deposits controlled by stratigraphy and structure: Discussion II; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 614-615.

Christiansen, F.G., Nykjær, O., and Nøhr-Hansen, H.
1986: Source rock investigations and shallow core drilling in central and western North Greenland — project "Nordolie"; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 130, p. 17-23.

Christiansen, F.G. and Nøhr-Hansen, H.
in press: The Silurian shales of North Greenland: a mature to postmature hydrocarbon source rock sequence; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report.

Christiansen, F.G., Nøhr-Hansen, H., and Nykjær, O.
1987: The Cambrian Henson Gletscher Formation: a mature to postmature source rock sequence from North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 141-157.

Christiansen, F.G., Nøhr-Hansen, H., Rolle, F., and Wrang, P.
1985: Preliminary analysis of the hydrocarbon source rock potential of central and western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 117-128.

Christiansen, F.G. and Rolle, F.
1985: Project "Nordolie": hydrocarbon source rock investigations in central North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 125, p. 17-21.

Clayton, R.H. and Thorpe, L.
1982: Geology of the Nanisivik zinc-lead deposit; in Precambrian Sulphide Deposits, H.S. Robinson Memorial Volume, R.W. Hutchinson, C.D. Spence, and J.M. Franklin (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 738-758.

Crain, E.R.
1977: Log interpretation in the High Arctic; in Transactions of the CWLS Sixth Formation Evaluation Symposium, Canadian Well Logging Society, p. S1-S32.

Curtis, L.W.
1984: Nanisivik Report; unpublished report prepared for Nanisivik Mines Ltd., 4 volumes.

Davies, G.R. and Nassichuk, W.W.
1988: An Early Carboniferous (Viséan) lacustrine oil shale in Canadian Arctic Archipelago; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 8-20.

Dawes, P.R.
1976: Precambrian to Tertiary of northern Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 248-303.

Dineley, D.L. and Rust, B.R.
1968: Sedimentary and paleontological features of the Tertiary-Cretaceous rocks of Somerset Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 791-799.

Douglas, R.J.W., Norris, D.K., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1963: Geology and petroleum potentialities of northern Canada; World Petroleum Congress Proceedings, Frankfurt, Section 1, Paper 7, p. 519-571.

Drummond, K.J.
1973: Canadian Arctic Islands; in Future Petroleum Provinces in Canada, R.G. McCrossan (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 443-472.

Economic Geology Division, Geological Survey of Canada
1980: Non-hydrocarbon mineral resource potential of parts of northern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 716, 377 p.

Embry, A.F.
1982: The Upper Triassic – Lower Jurassic Heiberg Delt'aic Complex of the Sverdrup Basin; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 189-217.

Embry, A.F. and Klovan, J.E.
1976: The Middle-Upper Devonian Clastic Wedge of the Franklinian Geosyncline; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 485-639.

Ford, D.C.
1981: Report upon karstic features of the sulphide deposits at Nanisivik, Baffin Island; Strathcona Mineral Services Ltd., Toronto, Ontario, unpublished report, 28 p.

Fortier, Y.O., Blackadar, R.G., Glenister, B.F., Greiner, H.R., McLaren, D.J., McMillan, N.J., Norris, A.W., Roots, E.F., Souther, J.G., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1963: Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin); Geological Survey of Canada, Memoir 320, 671 p.

Fortier, Y.O, McNair, A.H., and Thorsteinsson, R.
1954: Geology and petroleum possibilites in Canadian Arctic Islands; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 38, p. 2075-2109.

Geldsetzer, H.
1973a: Syngenetic dolomitization and sulfide mineralization; in Oresin Sediments, G.G. Amstutz and A.J. Bernard (ed.); Springer-Verlag, p. 115-127.
1973b: The tectono-sedimentary development of an algal-dominated Helikian succession on northern Baffin Island, N.W.T.; in Proceedings of the Symposium on Geology of the Canadian Arctic; Geological Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 99-126.

Ghisler, M. and Stendal, H.
1980: Geochemical and ore microscopic investigations on drainage sands from the Peary Land region; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 121-128.

Gibbins, Walter A.
1984: Arctic Islands region; in Mineral Industry Report 1980-81, Northwest Territories; Canada, Department of Indian Affairs and Northern Development, EGS 1984-5, p. 83-130.
1985: Arctic Islands region; in Mineral Industry Report 1982-83, Northwest Territories; Canada, Department of Indian and Northern Affairs, EGS 1985-4, p. 95-155.

Gibbins, Walter A., Seaton, J.B., Laporte, J.P., Murphy, J.D., Hurdle, E.J., and Padgham, W.A.
1977: Mineral Industry Report 1974, Northwest Territories; Canada, Department of Indian and Northern Affairs, EGS 1977-5, 267 p.

Goodarzi, F., Davies, G.R., Nassichuk, W.W., and Snowdon, L.R.
1987: Organic petrology and rock evaluation analysis of Lower Carboniferous Emma Fiord Formation in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago; Marine and Petroleum Geology, v. 4, p. 132-145.

Gross, G.A.
1966: The origin of high grade iron deposits on Baffin Island, Northwest Territories; Canadian Mining Journal, v. 87, p. 111-114.

Hamilton, J.K. and Varney, G.R.
1982: Cores from the Canadian Arctic Archipelago: Geology and hydrocarbon occurrences; in Canada's Giant Hydrocarbon Reservoirs, W.G. Cutler (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Core Conference, p. 5-9.

Hea, J.P., Arcuri, J., Campbell, G.R., Fraser, I., Fuglem, M.O., O'Bertos, J.J., Smith, D.R., and Zayar, M.
1980: Post-Ellesmerian basins of Arctic Canada: their depocentres, rates of sedimentation and petroleum potential; in Facts and Principles of World Oil Occurrence, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 447-488.

Heal, G.R.N.
1976: The Wrigley-Lou and Polaris-Truro lead zinc deposits, N.W.T.; unpublished M.Sc. thesis, Department of Geology, University of Alberta, Edmonton, Alberta, 172 p.

Henao-Londoño, D.
1977a: Correlation of producing formations in the Sverdrup Basin; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 969-980.
1977b: A preliminary geochemical evaluation of the Arctic Islands; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 1059-1084.

Henderson, G.
1976: Petroleum Geology; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 489-506.

Håkansson, E.
1979: Carboniferous to Tertiary development of the Wandel Sea Basin, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 88, p. 73-83.

Håkansson, E., Heinberg, C., and Steenmerik, L.
1981: The Wandel Sea Basin from Holm Land to Lockwood Ø, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 47-63.

Håkansson, E. and Pedersen, S.A.S.
1982: Late Paleozoic to Tertiary tectonic evolution of the continental margin in North Greenland; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 331-348.

Håkansson, E. and Steenmerik, L.
1984: Wandel Sea Basin — the North Greenland equivalent to Svalbard and the Barents Shelf; in Petroleum Geology of North European Margin, A.M. Spencer et al. (ed.); Norwegian Petroleum Society, p. 97-107.

Jackson, G.D.
1966: Geology and mineral possibilities of the Mary River region, northern Baffin Island; Canadian Mining Journal, v. 87, no. 6, p. 57-61.

Jackson, G.D. and Iannelli, T.R.
1981: Rift-related cyclic sedimentation in the Neohelikian Borden Basin, northern Baffin Island; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 269-302.

Jakobsen, U.H. and Steenfelt, A.
1985: Zinc mineralization at Navarana Fjord, central North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 105-109.

Jakobsen, U.H. and Stendal, H.
1987: Geochemical exploration in central and western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 113-121.

James, A.T.
1983: Correlation of natural gases by use of carbon isotopic distribution between organic components; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 1176-1191.

Jefferson, C.W., Nelson, W.E., Kirkham, R.Y., Reedman, J.H., and Scoates, R.F.J.
1985: Geology and copper occurrences of the Natkusiak basalts, Victoria Island; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 203-214.

Jowett, E.C.
1975: Nature of the ore-forming fluids of the Polaris lead-zinc deposit, Little Cornwallis Island, N.W.T. from fluid inclusion studies; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 68, no. 754, p. 124-129.

Kerr, J.W.
1974: Geology of the Bathurst Island group and Byam Martin Island, Arctic Canada (Operation Bathurst Island); Geological Survey of Canada, Memoir 378, 152 p.
1977a: Cornwallis Fold Belt and the mechanism of basement uplift; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1374-1401.
1977b: Cornwallis Lead-Zinc District; Mississippi Valley-type deposits controlled by stratigraphy and tectonics; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1402-1426.

Laporte, P.J.
1974: Mineral Industry Report, 1969 and 1970, Northwest Territories east of 104° West longitude; Canada, Department of Indian and Northern Affairs, v. 2, 191 p.

Mayr, U.
1980: Stratigraphy and correlation of Lower Paleozoic formations, subsurface of Bathurst Island and adjacent smaller islands, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 306, 52 p.

MacKay, B.R.
1947: Coal reserves of Canada; Report of the Royal Commission on Coal, 1946, Chapter 1 and Appendix A (reprint), 113 p.

McCrossan, R.G. and Porter, J.W.
1973: The geology and petroleum potential of the Canadian sedimentary basins — a synthesis; in Future Petroleum Provinces of Canada, R.G. McCrossan (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 589-720.

Meneley, R.
1977: Exploration Prospects in the Canadian Arctic Islands; Panarctic Oils Ltd., Calgary, Alberta, 16 p.

Miall, A.D.
1979: Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: the history of an unstable craton margin; Geological Survey of Canada, Memoir 387, 235 p.
1986: The Eureka Sound Group (Upper Cretaceous – Oligocene), Canadian Arctic Islands; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, p. 240-270.

Miall, A.D., Balkwill, H.R., and Hopkins, W.S., Jr.
1980: Cretaceous and Tertiary sediments of Eclipse Trough, Bylot Island area, Arctic Canada, and their regional setting; Geological Survey of Canada, Paper 79-23, 20 p.

Mitchell, R.H.
1976: Kimberlites of Somerset Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 501-502.

Morrow, D.W. and Kerr, J.W.
1977: Stratigraphy and sedimentology of lower Paleozoic formations near Prince Alfred Bay, Devon Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 254, 122 p.
1986: Geology of Grinnell Peninsula and the Prince Alfred Bay area, Devon Island, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 1325, 45 p.
Nassichuk, W.W.
1983: Petroleum potential in Arctic North America and Greenland; Cold Regions Science and Technology, v. 7, p. 51-81.
Okulitch, A.V., Packard, J.J., and Zolnai, A.I.
1986: Evolution of the Boothia Uplift, arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 350-358.
Olson, R.A.
1977: Geology and genesis of zinc-lead deposits within a late Precambrian dolomite, northern Baffin Island, N.W.T.; unpublished Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, B.C., 371 p.
1984: Genesis of paleokarst and strata-bound zinc-lead sulfide deposits in a Proterozoic dolostone, northern Baffin Island, Canada; Economic Geology, v. 79, p. 1056-1103.
Panarctic Oils Ltd.
1983: Sixteenth Annual Report; Panarctic Oils Ltd., Calgary, Alberta, 28 p.
Powell, T.G.
1978: An assessment of the hydrocarbon source rock potential of the Canadian Arctic Islands; Geological Survey of Canada, Paper 78-12, 82 p.
Procter, R.M., Taylor, G.C., and Wade, J.A.
1984: Oil and natural gas resources of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 83-31, 57 p.
Rayer, F.G.
1981: Exploration prospects and future petroleum potential of the Canadian Arctic Islands; Journal of Petroleum Geology, v. 3, p. 367-412.
Rolle, F.
1981: Hydrocarbon source rock sampling in Peary Land 1980; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 106, p. 99-103.
Rolle, F. and Wrang, P.
1981: En foreløbig oliegeologisk vurdering af Peary Land området i Nordgrønland [in Danish]; Geological Survey of Greenland, unpublished report, 30 p.
Sangster, D.F.
1981: Three potential sites for the occurrence of stratiform, shale-hosted lead-zinc deposits in the Canadian Arctic; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 1-8.
Snowdon, L.R. and Roy, J.K.
1975: Regional organic metamorphism in the Mesozoic strata of the Sverdrup Basin; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 23, p. 131-148.
Steenfelt, A.
1980: The geochemistry of stream silt, North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 99, p. 129-135.
1985: Reconnaissance scale geochemical survey in central and western North Greenland. Preliminary results concerning zinc and barium; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 96-104.
1987: Geochemical trends in central and western North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 133, p. 123-132.
Stemmerik, L. and Håkansson, E.
in press: Stratigraphy and depositional history of the Upper Palaeozoic and Triassic sediments of the Wandel Sea Basin, eastern North Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin.
Stuart Smith, J.H. and Wennekers, J.H.N.
1977: Geology and hydrocarbon discoveries of Canadian Arctic Islands; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 61, p. 1-27.
Surlyk, F. and Hurst, J.M.
1984: The evolution of the early Paleozoic deep-water basin of North Greenland; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 131-154.
Tozer, E.T. and Thorsteinsson, R.
1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 332, 242 p.
Thorsteinsson, R.
1958: Cornwallis and Little Cornwallis Islands, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 294, 134 p.
1974: Carboniferous and Permian stratigraphy of Axel Heiberg Island and western Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 224, 115 p.
1980: Part I. Contributions to stratigraphy (with contributions by T.T. Uyeno); in Stratigraphy and conodonts of Upper Silurian and Lower Devonian rocks in the environs of the Boothia Uplift, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 292, p. 1-38.
1984: A sulphide deposit containing galena in the lower Devonian Disappointment Bay Formation on Baillie Hamilton Island, Canadian Arctic Archipelago; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 269-274.
1988: Geology of Cornwallis Island and neighbouring smaller islands, Canadian Arctic Archipelago, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1626A (scale 1: 250 000)
Thorsteinsson, R. and Kerr, J.W.
1968: Cornwallis Island and adjacent smaller islands, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 67-64, 16 p.
Thorsteinsson, R. and Mayr, U.
1987: The sedimentary rocks of Devon Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 411, 182 p.
Trettin, H.P.
1981: A tennantite deposit in the M'Clintock Inlet area, northern Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 103-106.
Trettin, H.P. and Hills, L.V.
1966: Lower Triassic tar sands of northwestern Melville Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 66-34, 122 p.
Utting, J., Goodarzi, F., Dougherty, B.J., and Henderson, C.
1989: Thermal maturity of Carboniferous and Permian rocks in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 87-19.
Waylett, D.C.
1979: Natural gas in the Arctic Islands: discovered reserves and future potential; Journal of Petroleum Geology, v. 1, no. 3, p. 21-34.

Adresses des auteurs

R.M. Bustin
Department of Geology
University of British Columbia
Vancouver, B.C.
V6T 2B4

F.G. Christiansen
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350 Copenhagen K
Denmark

A.F. Embry
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Walter A. Gibbins
NWT Geology Division
Department of Indian Affairs and
Northern Development
Yellowknife, N.W.T.
X1A 2R3

U. Mayr
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

A.D. Miall
Department of Geological Sciences
University of Toronto
Toronto, Ontario
M5S 1A1

S. Piasecki
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350 Copenhagen K
Denmark

T.G. Powell
Bureau of Mineral Resources
Geology and Geophysics
P.O. Box 378
Canberra ACT, 2601
Australia

Agnete Steenfelt
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350 Copenhagen K
Denmark

L. Stemmerik
Commission géologique du Groenland
Øster Voldgade 10
DK-1350 Copenhagen K
Denmark

Imprimé au Canada

Chapitre 21

RÉSUMÉ ET PROBLÈMES À RÉSOUDRE

Introduction

Grandes étapes de l'évolution géologique

Ressources

Références

Chapitre 21

RÉSUMÉ ET PROBLÈMES À RÉSOUDRE

H.P. TRETTIN

INTRODUCTION

Ce dernier chapitre servira à rappeller brièvement les grandes étapes de l'évolution géologique de l'orogène innuitien et de la Plate-forme de l'Arctique telles qu'elles se dégagent des interprétations, en notant au passage les problèmes qui restent à résoudre, et à traiter sommairement, des ressources que renferment ces deux grandes régions. Les références citées dans les chapitres précédents ne seront pas répétées. Pour ce qui est des noms géographiques, on se reportera à la figure 1 (en pochette).

GRANDES ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE

Orogenèse du Protérozoïque précoce

Dans sa partie septentrionale, le Bouclier canadien (y compris le Groenland) est constitué d'un certain nombre de plaques continentales relativement petites, d'âge archéen, qui, à travers une série de phases orogéniques survenues au Protérozoïque précoce, se sont accolées les unes aux autres pour former un seul supercontinent. Les limites des cratons archéens et des zones orogéniques du Protérozoïque précoce qui les séparent n'ont pas encore été établies pour le Haut-Arctique, mais un orogène vieux de 1,9 à 1,95 Ga est reconnu dans le sud-est de l'île d'Ellesmere et dans les parties adjacentes du Groenland (chapitre 6).

Formation des bassins au Protérozoïque moyen à tardif

Un long épisode de rifting a eu lieu à la fin du Protérozoïque moyen, comme l'indique la présence de roches intrusives et volcaniques mafiques combinées à des sédiments clastiques grossiers qui affleurent dans la presqu'île Melville (bassin de Fury and Hecla), dans le nord de l'île de Baffin et de l'île Bylot (bassin de Borden), dans le sud-est de l'île d'Ellesmere et les parties adjacentes du Groenland occidental (bassin de Thule) et dans le nord-est du Groenland (chapitre 6). Les âges radiométriques semblent indiquer une corrélation avec le vaste complexe de dykes du Mackenzie qui se trouve dans l'est de la Cordillère et qui est daté à environ 1,2 Ga. Les dépôts de rift sont suivis de sédiments clastiques et carbonatés de mer peu profonde, qui sont également représentés dans l'île Victoria (Groupe de Shaler). Un problème se pose cependant au sujet de l'âge et de la corrélation des unités sédimentaires. Les relations lithologiques laissent supposer que les unités sédimentaires situées dans les bassins de Borden et de Thule sont corrélatives; or, les unités sédimentaires du bassin de Borden remonteraient à la fin du Protérozoïque moyen selon des datations paléomagnétiques, et celles du bassin de Thule, au Protérozoïque tardif (Riphéen et Vendien) selon des datations sur acritarches. Le Groupe de Shaler a été mis en corrélation avec le Supergroupe de Mackenzie Mountains, lequel est daté à 880-770 Ma en fonction de données paléomagnétiques.

Pris ensemble, ces affleurements représentent la plus ancienne succession montrant la direction générale de l'orogène innuitien (sud-ouest à ouest), mais leur importance tectonique, selon qu'ils représentent une marge passive apparentée à un océan proto-Arctique ou un bassin intracratonique, demeure incertaine.

Origines de la zone mobile franklinienne

Les débuts de la zone mobile franklinienne sont mal connus. Par analogie avec les zones mobiles cordillérienne et calédonienne, on suppose que sa formation a débuté par un épisode de rifting au Protérozoïque tardif, épisode probablement représenté par le complexe de dykes de diabase de Franklin, qui est provisoirement daté à 750 Ma, et par des intrusions et des roches volcaniques basiques de l'île Victoria (Formation de Natkusiak) qui accusent des âges de 635 à 640 Ma établis par la méthode K-Ar (chapitre 6). On trouve aussi, dans le nord de l'île Axel Heiberg et le nord-ouest de l'île d'Ellesmere, des roches volcaniques mafiques et des sédiments associés qui sont mal datés mais qui pourraient remonter au Protérozoïque tardif ou au tout début du Cambrien (chapitre 8C). À part ces unités à prédominance volcanique et les sédiments glaciogéniques observés dans le nord-est du Groenland, le Protérozoïque supérieur de la zone mobile franklinienne est masqué.

Formation des bassins du cambrien précoce au Dévonien précoce

Les strates du Cambrien inférieur au Dévonien inférieur de la zone mobile franklinienne ont été mises en place dans deux provinces principales: au sud-est et au sud, sur une plate-forme instable contiguë à la Plate-forme de l'Arctique, qui, elle, est relativement stable, et au nord-ouest, dans un bassin d'eau profonde (chapitres 4, 7 et 8). La marge de la plate-forme continentale s'est rapprochée du craton au Cambrien précoce, puis à nouveau entre la toute fin de l'Ordovicien et le Dévonien précoce.

Trettin, H.P.
1991: Résumé et problèmes à résoudre; dans Géologie de l'orogène innuitien de la plate-forme de l'Arctique du Canada et du Groenland, chap. 21, rév. par H.P. Trettin, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 3; (aussi The Geology of North America, vol. E, Geological Society of America)

Plate-forme franklinienne et Plate-forme de l'Arctique

La stratigraphie de la plate-forme (continentale) franklinienne (chapitres 7 et 8B) remonte au tout début du Cambrien précoce, mais le contenu antérieur à la zone d'*Olenellus* est mal daté, et la limite avec les roches du Protérozoïque supérieur est masquée. La succession comprise entre le Cambrien et la partie inférieure de l'Ordovicien se caractérise par des sédiments clastiques et carbonatés, avec une puissante unité de roches clastiques dans la partie supérieure de la série du Cambrien inférieur; la succession comprise entre l'Ordovicien inférieur et la partie inférieure de l'Ordovicien moyen, par des roches carbonatées et des évaporites; la succession comprise entre la partie supérieure de l'Ordovicien moyen et le Silurien supérieur, par des roches carbonatées avec des sédiments clastiques dans les zones qui ont été touchées par des épisodes de tectonisme du Silurien tardif au Dévonien précoce.

La sédimentation indique une alternance de transgressions et de régressions qui ont probablement une double origine: oscillations verticales du continent causées par des déformations en profondeur et variations eustatiques du niveau marin. L'ampleur des transgressions a augmenté entre le Cambrien et l'Ordovicien tardif, atteignant un maximum de tous les temps à la fin de l'Ordovicien moyen et à l'Ordovicien tardif. Les régressions sont marquées par des discordances stratigraphiques qui, en règle générale, disparaissent graduellement sur la plate-forme externe ou la partie supérieure du talus. L'une des plus importantes (?) de ces discordances stratigraphiques, située à proximité de la limite entre l'Ordovicien et le Silurien, est particulièrement problématique; inférée essentiellement à partir de données biostratigraphiques, elle a été attribuée à un abaissement du niveau marin engendré par un épisode de glaciation dans le Sahara.

L'architecture de la plate-forme se caractérise par l'alternance de deux modes principaux: plate-forme abritée, et rampe avec rupture de pente distale (fig. 8C-27). Les données les plus complètes concernant la plate-forme abritée, sont celles du Trémadocien moyen et de l'intervalle s'étendant de la fin de l'Arénigien au Llandeilien, périodes au cours desquelles des évaporites ont été mises en place dans un vaste bassin infratidal, à l'intérieur de la plate-forme (fig. 8B-31 et 8B-32).

L'épaisseur des dépôts augmente nettement du craton vers l'accore de la plate-forme, où elle dépasse probablement 9 km. Les causes de la subsidence sont incertaines, aucune étude quantitative n'ayant encore été faite. Lorsqu'il s'agira de procéder aux analyses nécessaires, il faudra considérer la distension et le refroidissement lithosphérique, de même que l'affaissement rapide du bassin dû à l'accumulation des turbidites au Cambrien précoce et du Silurien précoce au Dévonien moyen.

Durant la deuxième phase (Ordovicien tardif à Dévonien précoce) du recul de la plate-forme, des carbonates construits, entourés et recouverts de sédiments d'eau profonde, se sont formés ici et là au voisinage de l'ancienne bordure de plate-forme. Le développement des énormes carbonates construits de Bent Horn et Towson Point, dans l'île Cameron et le nord-est de l'île Melville (fig. 8B-34 à 8B-36), s'est échelonné de l'Ordovicien tardif au début de l'Eifélien, tandis que la formation d'autres carbonates construits a été interrompue par une sédimentation clastique ou une submersion.

Bassin d'eau profonde

Le bassin d'eau profonde peut être divisé en une sous-province sédimentaire au sud-est et une sous-province volcano-sédimentaire au nord-ouest. La première rappelle, par son environnement et sa stratigraphie, la fosse de Richardson qui se trouve dans le nord de la Cordillère (Cécile et Norford, sous presse); ces deux dépressions pourraient avoir déjà été en communication l'une avec l'autre, mais la jonction est submergée sous la mer de Beaufort.

La **sous-province sédimentaire**, qui affleure du nord-ouest de l'île Melville au nord-est du Groenland, est reliée à la province de la plate-forme par des changements de faciès qui s'entremêlent. Cinq unités principales (fig. 8C-1 et 8C-2, et tableau 8C-1) sont reconnues: 1) des roches carbonatées resédimentées du Cambrien précoce; 2) des turbidites d'origine cratonique, du Cambrien précoce; 3) une succession nettement diachrone et lithologiquement variable de roches carbonatées, de mudstone et de chert resédimentés dont l'âge global s'échelonne de la toute fin du Cambrien précoce au début du Dévonien moyen (début de l'Eifélien); 4) des turbidites nettement diachrones (flysch) qui s'échelonnent de l'Ordovicien tardif ou du Silurien précoce à l'Eifélien; et (5) une unité de mudstone datant du Dévonien précoce à moyen et mise en place dans la zone de transition entre le talus et la plate-forme externe. Les unités 1 et 2 affleurent uniquement dans le nord de l'île d'Ellesmere (zone de plissement de Hazen) et le nord-est du Groenland, dans la région «axiale» du bassin. Dans la région marginale, les unités 3 et 4 recouvrent des roches carbonatées de plate-forme qui datent de la fin de l'Ordovicien moyen et d'une époque plus récente. Le diachronisme des unités 3 et 4 est dû à la progradation vers le sud-ouest du flysch, dont les principales sources se trouvent dans le nord des Calédonides ainsi que dans le nord ou au nord de l'île d'Ellesmere, et au recul vers le sud-est et le sud de la marge de la plate-forme.

La **sous-province volcano-sédimentaire**, confinée dans le nord des îles Axel Heiberg et d'Ellesmere, renferme des roches volcaniques de type arc insulaire et des sédiments d'origine volcanique; elle contient aussi des strates qui présentent des analogies, mais aussi des différences importantes, avec les unités 2, 3 et 4 de la sous-province sédimentaire. La sous-province volcano-sédimentaire a été divisée en deux zones de plissement, celles de Clements Markham et de Northern Heiberg, qui diffèrent l'une de l'autre par leur stratigraphie et leur direction structurale (fig. 4-3 et 12A-1). La localisation originale de ces deux zones de plissement est problématique. Le flysch silurien de la zone de Clements Markham se compare davantage au flysch du Groenland septentrional qu'aux strates de la zone de plissement de Hazen, ce qui semble indiquer qu'il a été impliqué dans le coulissage sénestre que la Pearya aurait présumément subi. Par ailleurs, les roches volcaniques siluriennes présentes dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere et le nord de l'île Axel Heiberg semblent indiquer l'existence de régimes de subduction antérieurs à l'épisode de déformation majeure qui s'est produit entre le Silurien tardif et le Dévonien précoce (voir ci-dessous).

La stratigraphie de la Pearya, du Protérozoïque moyen au Silurien tardif

Ce terrane composite du nord de l'île d'Ellesmere, qui porte le nom de Pearya, se compose de quatre successions principales qui, globalement, s'échelonnent du Protérozoïque moyen au Silurien tardif (chapitre 9). La succession I est constituée de roches sédimentaires et (?) volcaniques, déformées, métamorphisées jusqu'aux faciès des amphibolites, et pénétrées par des intrusions granitiques entre 1 et 1,1 Ga.

La succession II se compose essentiellement de roches carbonatées de plate-forme, de phyllade, de schiste et de quartzite, avec de petites quantités de roches volcaniques mafiques et siliceuses, de diamictite et de chert. Sa stratigraphie est mal connue à cause de la complexité structurale et de l'absence de fossiles, mais les diamictites servent de marqueur interne et font le lien avec les dépôts glaciogéniques qui forment le sommet du Protérozoïque supérieur dans d'autres régions. Cette succession repose probablement en discordance sur le socle cristallin du Protérozoïque moyen, et son âge s'échelonne du Protérozoïque tardif au tout début de l'Ordovicien. Elle semble s'être accumulée en milieu de rift et de miogéosynclinal.

La succession III comprend des roches volcaniques de type arc insulaire et de fond océanique, des roches carbonatées, du mudstone et du chert dont l'âge présumé se situe au début de l'Ordovicien moyen; elle est associée à des écailles de roches plutoniques de nature ultramafique et mafique de la fin de l'Arénigien, provisoirement interprétées comme des ophiolites démembrées.

Le contact faillé entre les successions II et III est transgressé par la succession IV, datant de la fin de l'Ordovicien moyen au Silurien tardif (fin du Ludlovien ou Pridolien). La discordance angulaire à la base de cette succession représente l'orogenèse de M'Clintock, qui date du milieu de l'Ordovicien (Llandeilien au début du Caradocien); cet épisode orogénique a été accompagné d'un métamorphisme qui a atteint le faciès des amphibolites et de la mise en place de plusieurs plutons granitiques. Cet événement est interprété comme le résultat d'une collision qui a entraîné les assemblages de roches volcaniques de type arc insulaire et océaniques (succession III et complexes ultramafiques et mafiques) sur la croûte continentale (successions I et II).

La succession IV comprend des roches clastiques, carbonatées et volcaniques dont l'épaisseur atteint plus de 7 km. Les strates sédimentaires ont une origine à prédominance épicontinentale, mais elles comportent aussi des faciès d'eau profonde et non marins. Les roches volcaniques, confinées dans l'intervalle de l'Ordovicien moyen au début de l'Ordovicien tardif (Caradocien et début de l'Ashgillien), sont essentiellement de type arc insulaire.

Le terrane de la Pearya s'apparente aux Calédonides en raison de l'âge grenvillien de son socle métamorphique et plutonique, de la présence de complexes ultramafiques que la datation U-Pb situe à l'Arénigien, et de la présence d'un orogène collisionnel au début de l'Ordovicien moyen, dont l'âge et le caractère se comparent à ceux de l'orogène taconique. La zone mobile franklinienne proprement dite, par contre, a un socle cristallin datant de l'Archéen et du Protérozoïque précoce, et n'a pas subi de déformation au cours de l'Ordovicien. La position originale de la Pearya à l'intérieur des Calédonides septentrionales reste à préciser. Il faudra pour cela soumettre les successions II et III à de plus amples études et procéder à des comparaisons régionales systématiques.

Épisodes de déformation et processus associés de métamorphisme, de plutonisme et de sédimentation, au Silurien tardif et Carbonifere précoce

Déformation

Les déformations subies entre le Silurien tardif et le Carbonifère précoce peuvent être groupées en cinq événements principaux ou groupes d'événements (chapitres 11 et 12).

(1) Le terrane Pearya semble avoir été transporté, en trois blocs crustaux ou plus, lors d'un décrochement sénestre suite auquel le terrane a subi les effets de processus de déformation intense, comprenant notamment une flexure horizontale, après son accrétion à la zone de plissement de Clements Markham. Cette dernière a vraisemblablement subi les effets de cette déformation et a probablement été impliquée dans le mouvement sénestre dans une certaine mesure; si tel est le cas, le nord-ouest de la zone de plissement de Hazen pourrait également avoir été déformé à cette époque-là. Ces événements sont provisoirement datés du Silurien tardif au Dévonien précoce, sur la foi de données plutôt indirectes.

(2) Durant la même période, le nord de l'île Axel Heiberg a subi une déformation dont l'existence est bien établie, déformation caractérisée par un régime compressif de direction sud-ouest à nord-est et peut-être causée par un mouvement vers le sud-ouest du secteur nord de l'île d'Ellesmere (zone de plissement de Clements Markham et(?) nord-ouest de la zone de plissement de Hazen). Sinon, elle pourrait avoir été provoquée par le champ de contraintes responsable de la déformation du soulèvement de Boothia, laquelle date de la même époque (voir ci-dessous).

(3) Au cours de l'intervalle s'étendant du Silurien tardif au Dévonien précoce, le soulèvement de Boothia a subi des mouvements que l'on a déjà attribués à un soulèvement du socle contrôlé par le manteau, mais que l'on relie maintenant à des chevauchements. Dans ce cas, ces mouvements seraient dûs à un régime de compression est-ouest ayant touché des régions dont le socle accuse des directions structurales nord. La même interprétation a été appliquée à des mouvements subis par le soulèvement d'Inglefield au Dévonien précoce.

(4) Un soulèvement de la partie nord-ouest de la zone de plissement de Hazen, qui est daté provisoirement du Givétien au Frasnien et dont l'existence est inférée des sédiments clastiques syntectoniques qui se trouvent dans la zone de plissement de Clements Markham pourrait avoir été causé par le rejeu du décrochement sénestre qui marque le contact entre les deux zones orogéniques. Ce mouvement pourrait également expliquer un second épisode de compression ayant agi sur le nord de l'île Axel Heiberg entre le milieu du Dévonien précoce (Pragien) et la fin du Carbonifère précoce (Viséen).

(5) Durant le même intervalle (Dévonien tardif à Carbonifère précoce), un dernier événement a eu lieu auquel on a donné le nom d'orogenèse ou elles-mérienne, qui a touché toute la zone mobile du Groenland septentrional

jusqu'à l'île Prince Patrick (chapitres 11 et 12), en donnant naissance à un ensemble très sinueux de zones de plissement qui a plus de 375 km de largeur. L'intensité de la déformation a atteint son maximum dans les zones qui n'avaient pas été déformées auparavant. On croit que la déformation n'a agi que sur les strates de la couverture (tectonique de couverture) dans la province de la plate-forme et les parties adjacentes du bassin d'eau profonde (zones de plissement de North Greenland, de Central Ellesmere et de Parry Islands; sud-est et centre de la zone de plissement de Hazen), mais qu'elle a également touché le socle (tectonique de revêtement) dans le nord de l'île d'Ellesmere (Pearya, zone de plissement de Clements Markham, nord-ouest de la zone de plissement de Hazen?) et dans le sud-est de l'île d'Ellesmere (zone de plissement de Jones Sound).

Cet événement a probablement été causé par la convergence de l'Amérique du Nord avec une autre plaque, faisant partie du domaine océanique actuel dont l'identité demeure incertaine.

Métamorphisme régional et plutonisme granitique

Le métamorphisme régional n'est parvenu aux faciès des schistes verts et des amphibolites que dans de petites régions du Groenland septentrional et de l'île d'Ellesmere (chapitres 11B et 12B). Ce métamorphisme est manifestement attribuable à des événements orogéniques du Silurien tardif et du Carbonifère précoce, mais on n'a pas encore réussi à en établir la date exacte avec précision.

Par ailleurs, des plutons granitiques sont présents dans le nord-ouest de l'île d'Ellesmere et le nord de l'île Axel Heiberg (chapitre 12B). Une analyse isotopique des zircons indique que le plus important de ces massifs intrusifs est dérivé du socle de la Pearya, du Protérozoïque moyen, et qu'il a été mis en place vers la fin du Dévonien précoce (390 ± 10 Ma). Il est interprété comme une intrusion post-tectonique associée à l'accrétion de la Pearya, laquelle a eu lieu entre le Silurien tardif et le Dévonien précoce.

Formation et sédimentation des bassins syntectoniques

Dans l'intervalle qui s'étend du Silurien tardif au Dévonien précoce, les phases de déformation ont produit des sédiments clastiques grossiers d'origine alluviale à épicontinentale (molasse), ainsi que des flots gravitaires de sédiments (flysch) dans des milieux bassinaux adjacents (chapitre 8). Environ 3 ou 4 km de molasse sont conservés dans le nord de l'île Axel Heiberg, plus de 2 km sur le flanc nord-ouest du soulèvement d'Inglefield dans le centre de l'île d'Ellesmere, et entre 600 et 750 m sur les flancs du soulèvement de Boothia.

Au début du Dévonien moyen, un bassin d'avant-pays s'était formé dans la partie nord-est de la zone mobile, qui se trouvait alors bordée de moyennes terres au nord-ouest, au nord-est et au sud-est. De cette région, un énorme prisme de sédiments clastiques en progradation vers le sud-ouest au Dévonien moyen et tardif, a comblé ce qui restait alors du bassin d'eau profonde jusqu'au niveau de la plate-forme et transformé du même coup cette dernière en une plaine alluviale (chapitre 10). Ce prisme de sédiments clastiques avait présumément à l'origine une épaisseur d'une dizaine de kilomètres (y compris les strates érodées du Carbonifère précoce), et il n'en reste plus aujourd'hui qu'environ 5 km au maximum.

Un bassin moins important d'origine continentale, séparé du bassin d'avant-pays principal par un soulèvement dans la partie nord-ouest de la zone de plissement de Hazen, est représenté par des strates du Givétien(?) et du Frasnien d'une épaisseur possible de 1 km dans la zone de plissement de Clements Markham.

Formation du bassin de Sverdrup, du Carbonifere au Crétacé précoce

Le bassin de Sverdrup (chapitres 13 et 14) s'est formé au cours d'un épisode de rifting, de la fin du Carbonifère précoce (Viséen tardif) au Permien précoce, dont l'existence est inférée à partir de failles listriques et de sédiments clastiques grossiers. Ce rifting s'est accompagné d'un volcanisme, en partie alcalin, mais uniquement dans certaines parties du nord-ouest de l'île d'Ellesmere et du nord de l'île Axel Heiberg. L'existence d'un régime de distension que l'on suppose être à l'origine du bassin s'observe également dans le fait que la croûte est plus mince dans la région de l'axe du bassin qu'en périphérie (37 à 41 km contre 48 km; chapitre 5B). La cause du rifting est incertaine, mais dans le nord-ouest de l'île Melville, des indices ont été trouvés de l'existence d'un décrochement dextre au Carbonifère tardif. La subsidence ayant eu lieu du Permien au Crétacé précoce est attribuée à un refroidissement lithosphérique (chapitre 14).

Long d'environ 1 300 km et d'une largeur maximale de 400 km (après déformation par compression), le bassin est limité au nord-ouest par un horst (bordure de Sverdrup), qui a subi un affaissement plutôt lent. Jusqu'à 3 km de strates de la partie supérieure du Paléozoïque et 9 km de strates du Mésozoïque se sont accumulées dans la région axiale. Après le rifting initial, et durant des phases de rifting ultérieures, les faciès se sont développés concentriquement. Une zone clastique périphérique a enveloppé une zone de roches carbonatées, qui a à son tour encerclé une région axiale dans laquelle la subsidence a été plus rapide que la sédimentation, d'où une prédominance de sédiments d'eau profonde (mudstone, évaporites, chert). L'accumulation des sédiments marins au Permien a été interrompue par un abaissement eustatique du niveau marin, qui a engendré une discordance stratigraphique importante sur les plates-formes continentales. Tous les auteurs ne s'entendent pas sur les effets de cette régression dans la région axiale du bassin, en raison de l'absence de fossiles caractéristiques au sommet de la succession permienne. L'absence de fossiles de la toute fin du Permien, ici comme presque partout ailleurs dans le monde, et la stratigraphie physique établie par Thorsteinsson semblent indiquer la présence d'une disconformité (chapitre 13); l'allure apparemment progressive du contact et la présence de turbidites dans les strates de la base de la partie inférieure du Trias indiquent une sédimentation continue dans un milieu d'eau profonde (chapitre 14). Afin de résoudre ce problème, les chercheurs s'emploient activement à trouver des conodontes dans les strates critiques.

La sédimentation du Mésozoïque a été différente de celle du Paléozoïque tardif en raison de l'absence d'évaporites et de roches carbonatées, à l'exception de

certains calcaires impurs datés du Trias moyen. Ce changement est attribuable au fait que la sédimentation est passée de latitudes équatoriales à des latitudes moyennes, comme semblent l'indiquer des données paléomagnétiques.

Les sédiments clastiques du Mésozoïque provenaient principalement du sud et du sud-est, notamment des roches sédimentaires paléozoïques à la marge du bassin, du Bouclier canadien et des moyennes terres de la marge atlantique; les sources métamorphiques et sédimentaires situées au nord-ouest n'ont fourni que très peu de sédiments. La succession consiste en une alternance d'unités grèseuses et argileuses qui témoignent de plusieurs transgressions et régressions et qui se terminent souvent par des discordances stratigraphiques à la marge du bassin. L'ascension intermittente des diapirs d'évaporites du Carbonifère, à partir du Trias précoce, a produit dans le bassin des reliefs structuraux recouverts de successions relativement minces combinés, par endroits, à des discordances stratigraphiques.

Formation de la marge continentale actuelle durant l'intervalle Crétacé-Cénozoïque, et ses effets dans l'archipel arctique et le Groenland septentrional

L'architecture actuelle du bassin de l'océan Arctique (fig. 20-1) s'est formée au Crétacé-Cénozoïque; la marge continentale nord-américaine en a subi les effets de différentes façons.

De l'île Banks à l'île Meighen

L'évolution du secteur sud-ouest de la marge continentale de l'archipel arctique a été profondément affectée par le développement du bassin amérasien, qui comprend le bassin Canada, les dorsales Alpha et Medeleyev et le bassin Makarov (fig. 21-1). Les données sismiques indiquent que le fond du bassin Canada est constitué de croûte océanique; cependant, en l'absence de carottes de sondage et d'anomalies magnétiques bien définies, on comprend que les inférences faites au sujet de l'âge et de l'origine de cette région, fondées en grande partie sur la géologie des terres environnantes, soient sujettes à controverse. Qu'il suffise de dire que la première hypothèse mobiliste à avoir été avancée (Carey, 1958), dans sa version actuelle (par ex. Jackson et al., 1986), admet une rotation senestrorsum d'une "plaque de l'Alaska arctique" (comprenant le nord de l'Alaska et une partie du nord-est de la Sibérie et de ses plates-formes adjacentes) autour d'un pivot situé à l'ouest du delta du Mackenzie. Malgré le très bon accueil qui a été fait à cette théorie, ses implications pour l'histoire prétertiaire de l'archipel arctique, de l'Alaska et de la Sibérie n'ont pas encore été évalués de façon satisfaisante. Selon une autre hypothèse (par ex. Smith, 1987; Hubbard, 1987), l'Alaska arctique aurait atteint sa position actuelle au terme d'un mouvement de décrochement sénestre qui se serait produit le long de la marge actuelle de l'archipel arctique. Cette reconstitution, cependant, est incompatible avec les données stratigraphiques disponibles. La succession carbonifère de l'Alaska arctique, par exemple, est étroitement apparentée à celle du nord-est de la Cordillère (Richards et al., sous presse) mais différente de celle de l'archipel arctique.

Peu importe le mode de formation du bassin Canada, les observations stratigraphiques effectuées dans l'ouest du bassin de Sverdrup indiquent que des soulèvements ont eu lieu du Jurassique moyen au Crétacé précoce à proximité de la marge continentale actuelle, et qu'ils ont été suivis d'un mouvement de subsidence au Crétacé tardif (chapitre 14). Les soulèvements peuvent être attribués au rifting, et la subsidence au refroidissement lithosphérique qui a coïncidé avec l'expansion des fonds océaniques dans le bassin Canada. La marge passive de formation récente est recouverte en discordance d'un prisme de sédiments clastiques qui forme des séquences à biseaux ascendants vers la côte; il s'agit du prisme de sédiments de la terrasse continentale de l'Arctique (chapitre 15). De ces relations, Embry (chapitre 14, fig. 14-60) infère les événements suivants: une phase initiale de formation de rifts s'étendant du début du Jurassique moyen (Bajocien) au tout début du Crétacé (Berriasien); une phase principale de rifting, qui s'étend du Crétacé précoce (Berriasien) au début du Crétacé tardif (Cénomanien); une phase d'expansion des fonds océaniques durant le Crétacé tardif (fin du Cénomanien à Maastrichtien[?]). Cependant, si l'absence d'anomalies magnétiques bien définies indique l'existence d'un épisode d'expansion des fonds océaniques au cours du long intervalle de polarité normale qui a précédé l'anomalie 33 (Sweeney, 1985), ce processus se serait donc échelonné de la fin du Crétacé précoce (Aptien) au début du Crétacé tardif (Santonien).

Île Axel Heiberg et nord-ouest de l'île d'Ellesmere

Adjacente à la dorsale Alpha, cette zone n'est pas recouverte du prisme de sédiments de la terrase continentale de l'Arctique, mais elle contient trois séries de roches ignées du Crétacé: des roches volcaniques tholéiitiques de la partie supérieure du Crétacé inférieur; un pluton gabbroïque important combiné à une composante granitique remontant au début du Crétacé tardif (92 ± 1 Ma); et des roches volcaniques bimodales, partiellement alcalines, datant du Crétacé tardif. L'activité volcanique et intrusive dans les îles Axel Heiberg et d'Ellesmere pourrait être liée à la formation de la dorsale Alpha, qui possède les caractéristiques d'un plateau océanique et qui a récemment été interprétée comme la trace d'un point chaud (Jackson et al., 1986).

Nord-est de l'île d'Ellesmere

Des roches volcaniques et des intrusions sont présentes dans le nord-est de l'île d'Ellesmere, mais elles y sont moins abondantes que dans le nord-ouest de l'île. Cette région est adjacente à la dorsale Lomonosov, généralement considérée comme un fragment de croûte continentale que l'expansion des fonds océaniques au Tertiaire a détachée de la plate-forme de Barents (Wilson, 1963; Forsyth et Mair, 1984). La plupart des analyses réalisées en tectonique de plaques concluent ou supposent que la dorsale Lomonosov est demeurée accolée à l'île d'Ellesmere durant tout le Crétacé et le Cénozoïque.

Groenland septentrional

Le Groenland septentrional est juxtaposé à la plaine abyssale du Pôle, qui s'est formée par expansion des fonds océaniques à la dorsale médio-océanique de l'Arctique. La mise en place d'un réseau fourni de dykes alcalins

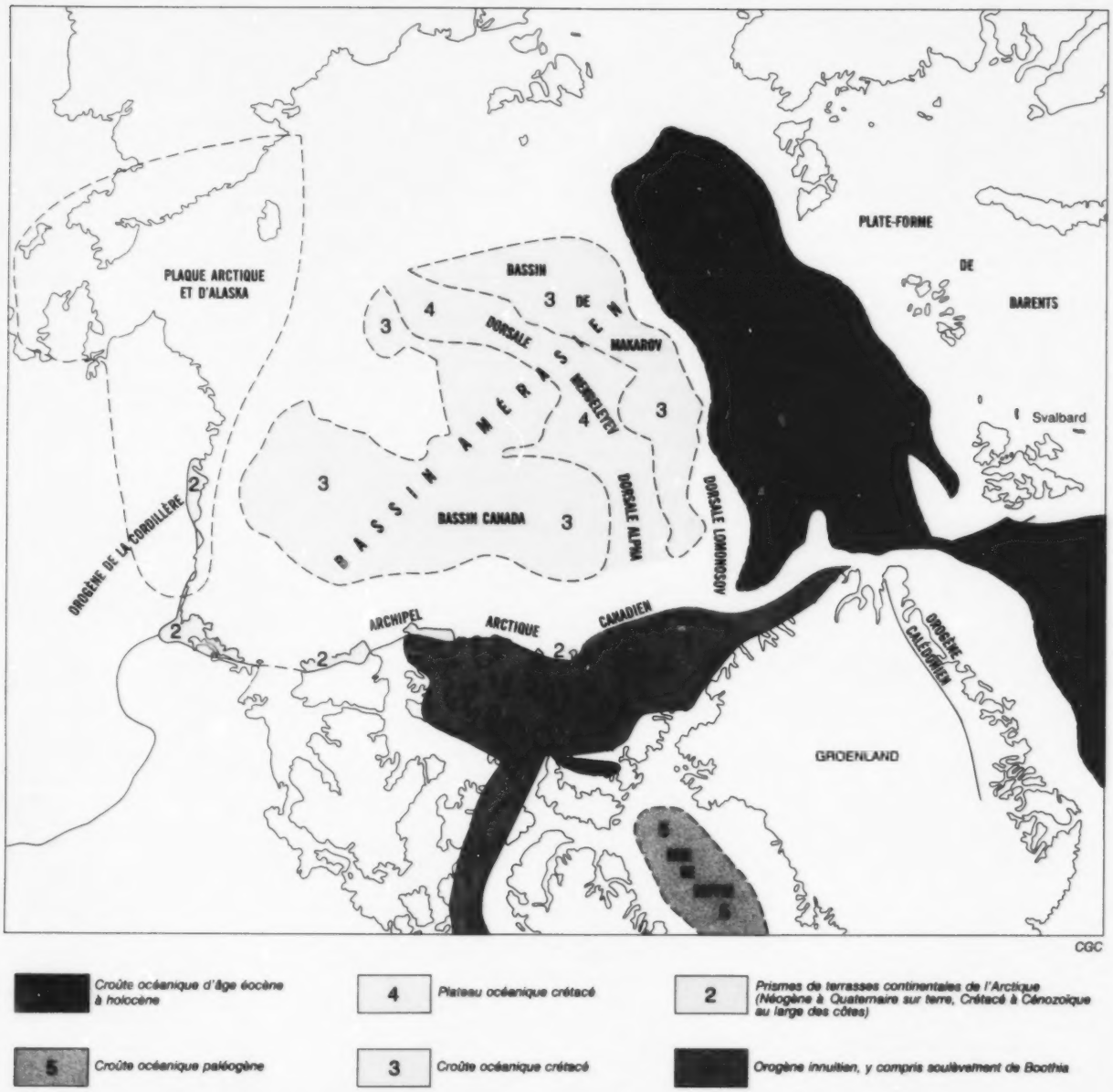


Figure 21-1 Éléments crétacés et tertiaires de la région de l'océan Arctique; données géologiques et topographiques tirées de Churkin et Johnson (1983) et toponymie, de Perry et Fleming (1986).

d'orientation nord au Crétacé tardif a été suivie de l'extrusion d'environ 3 km de roches volcaniques hyperalcalines durant la toute dernière partie du Crétacé (Campanien à Maastrichtien) et (?) au tout début du Tertiaire (Paléocène).

Déformation eurékienne du Crétacé au Paléogene

Une déformation en régime compressif, appelée orogenèse eurékienne, a eu lieu dans le nord-est des îles de la Reine-Élisabeth et dans le Groenland septentrional au cours du Paléogène, soit probablement entre le Paléocène ou l'Éocène et le tout début de l'Oligocène (chapitres 16 et 17). Cette orogenèse se caractérise par la formation de failles de chevauchement auxquelles sont associés des plissements et une petite composante de décrochement le long de directions partout parallèles aux directions paléozoïques et plus anciennes.

Outre l'orogenèse eurékienne, la déformation eurékienne se caractérise par la présence de failles normales dans les environs de la baie de Baffin, du détroit de Jones, du détroit de Lancaster et du bassin de Foxe; ces failles sont encore mal datées, mais elles semblent liées à la formation du bassin du Labrador (mer du Labrador, détroit de Davis et baie de Baffin). Dans ce secteur, les anomalies magnétiques et la stratigraphie des plates-formes adjacentes semblent indiquer qu'il s'est produit un épisode de rifting au Crétacé précoce, suivi d'une phase d'expansion des fonds océaniques entre le Crétacé tardif et le tout début de l'Oligocène.

L'analyse tectonique des anomalies magnétiques de la mer du Labrador laisse supposer une rotation senestrorsum et un déplacement sénestre du Groenland par rapport à l'archipel arctique. Le fait de considérer ces deux régions comme des plaques rigides distinctes a inévitablement conduit à l'idée que le Groenland et l'île d'Ellesmere étaient à l'origine séparés par un océan, lequel a subi une subduction durant le mouvement de rotation. Ce scénario n'ayant pu être corroboré par les données géologiques, une autre hypothèse a été avancée, selon laquelle l'expansion des fonds océaniques, la rotation et la déformation ont toutes eu lieu à l'intérieur d'une seule et même plaque non rigide. Ce modèle a plusieurs implications importantes.

(1) L'intensité de la déformation a atteint son maximum dans la partie la moins rigide de la plaque, région où le socle cristallin précambrien est mince ou absent.

(2) La déformation en régime compressif ne s'est pas limitée aux strates de la couverture (tectonique de couverture), malgré la présence de surfaces de décollement à faible profondeur, comme à l'intérieur d'une évaporite du Carbonifère. Des failles normales listriques, créées au moment de la formation du bassin de Sverdrup, ont rejoué en sens inverse et ce processus a probablement joué un rôle important.

(3) Le fait que les directions ne soient pas configurées en éventail comme on s'y serait normalement attendu est probablement dû à l'influence de la fabrique héritée. L'obliquité des contraintes rotationnelles par rapport à la fabrique héritée pourrait expliquer les décrochements dextres inférés pour certaines parties de l'île d'Ellesmere.

(4) Le raccourcissement absolu, dans le cas d'un mouvement circulaire, devrait être proportionnel à la distance du pivot.

Développement tectonique et physiographique du Tertiaire moyen à l'Holocène

Dans les strates sédimentaires de la région, le milieu et la fin du Tertiaire est représenté surtout par des dépôts du Miocène(?) et du Pliocène sur les plaines côtières de l'archipel arctique et de la mer de Wandel (chapitre 15); ailleurs, la rareté des sédiments conservés est le résultat d'un soulèvement et d'une érosion de grande ampleur (chapitre 18), qui ont particulièrement touché certaines parties de l'orogène eurékien et le pourtour de la baie de Baffin.

Le soulèvement différentiel dans le nord-est des îles de la Reine-Élisabeth et au Groenland septentrional peut être interprété comme une réponse isostatique à l'épaississement crustal eurékien combiné à l'érosion post-eurékienne. Le fait que des montagnes et des anomalies de Bouguer négatives soient encore présentes aujourd'hui indique que les racines de l'orogène n'ont pas encore été supprimées par l'action conjuguée du soulèvement et de l'érosion. Une comparaison avec d'autres zones orogéniques semble indiquer que le soulèvement isostatique a été intermittent et rapide, mais il existe peu de données au sujet des surfaces d'érosion résiduelles. Ces cycles de soulèvement et d'érosion ont probablement été de grande amplitude (de l'ordre de plusieurs kilomètres) et de longues durée (millions ou dizaines de millions d'années). En comparaison, les mouvements verticaux de la surface terrestre s'étant opérés par la suite au Quaternaire en raison de l'alternance de stades anaglaciaires et cataglaciaires, ont été de faible amplitude (centaines de mètres) et de courte durée (< 1 Ma).

Le soulèvement des terranes cristallins précambriens au milieu du Tertiaire autour de la baie de Baffin est provisoirement interprété comme un soulèvement différé de l'épaulement, causé par des perturbations thermiques dans le manteau suite au rifting. Ces mouvements positifs ont probablement été accompagnés d'une reprise de la formation de failles normales dans les détroits de Jones et de Lancaster, qui sont demeurés submergés.

Il est probable que les fjords et détroits actuels formaient à l'origine, au Tertiaire, un réseau hydrographique dont le tracé empruntait préférablement les failles, les fractures et les roches peu résistantes à l'érosion affleurant dans des plis et des grabens. Puis, au début du Pléistocène, les inlandsis à base présumément chaude ont surcreusé ces chenaux et en ont redressé le cours. Les glaciations ultérieures n'ont touché que le domaine continental actuel; ces glaciers à base froide étaient incapables d'éroder le relief en profondeur.

RESSOURCES

Les strates phanérozoïques de l'archipel arctique renferment une proportion considérable des ressources canadiennes en hydrocarbures, en charbon et en minéraux économiques. Le potentiel du Groenland septentrional se limite essentiellement aux minéraux économiques.

Hydrocarbures. Les renseignements disponibles au sujet du potentiel en hydrocarbures de l'archipel arctique ont été obtenus grâce à 176 puits d'exploration (forés de 1962 a 1987) et à des études sismiques et géochimiques couvrant de vastes étendues (chapitre 20A). À ce jour, 18 champs d'hydrocarbures ont été découverts. Un seul d'entre eux, un petit champ de pétrole, est contenu dans les strates dévoniennes (Emsien à Eifélien) de l'île Cameron, au sommet de la vaste et ancienne construction carbonatée de Bent Horn et Towson Point. Le pétrole se loge dans les vacuoles créées dans la roche réservoir par percolation de l'eau vadose et par fracturation (porosité secondaire). Les 17 autres champs se trouvent dans la partie ouest du bassin de Sverdrup, dans des grès qui datent du Trias tardif au Crétacé précoce, la majeure partie se trouvant dans le Jurassique. Tous se trouvent dans des anticlinaux, dont la plupart comportent un noyau de sel. Le pétrole, généré par des shales du Trias moyen et supérieur, s'est formé durant l'intervalle qui s'étend du Crétacé tardif au début du Tertiaire.

Outre ces découvertes, plusieurs zones d'intérêt ont été circonscrites dans la succession cambrienne à dévonienne de la Plate-forme de l'Arctique et de la plate-forme franklinienne, ainsi que dans la succession carbonifère à crétacée du bassin de Sverdrup. Les strates du Tertaire présentant quelque intérêt à ce chapitre se limitent au détroit de Lancaster et à la plate-forme continentale de l'archipel arctique. En 1984, le volume total des ressources récupérables qui avaient été découvertes sans être exploitées dans l'archipel arctique était estimé à 686 $10^6 m^3$ (4,3 milliards de barils) de pétrole et à 2 257 $10^9 m^3$ (79,7 billions de pieds cubes) de gaz.

Le potentiel en hydrocarbures du Groenland septentrional semble assez limité d'après les études stratigraphiques, structurales et géochimiques (chapitre 20B).

Charbon. Les ressources en charbon sont particulièrement abondantes dans le Groupe d'Eureka Sound (Maastrichtien à Paléogène), dans l'est de l'île Axel Heiberg et dans le centre ouest de l'île d'Ellesmere. Il s'en trouve aussi, en gisements de moindre étendue, dans les strates crétacées et tertiaires des îles Banks et de Baffin (chapitre 20C). Des études préliminaires de surface donnent les volumes suivants: 25 x 10^9 tonnes de lignite, 20 x 10^9 tonnes de charbon subbitumineux et 5 x 10^9 tonnes de charbon bitumineux à haute teneur en matières volatiles.

Minéraux de valeur commerciale. Des gisements de zinc et de plomb sont exploités depuis 1976 à la mine Nanisivik, dans le nord de l'île de Baffin, et depuis 1982 à la mine Polaris, dans la Petite île Cornwallis; ce dernier est le plus important gîte minéral de toute la région considérée dans ce volume (chapitre 20D).

La mine Polaris, comme d'ailleurs tous les gisements du district plombo-zincifère de Cornwallis, est du type de ceux de la vallée du Mississippi; elle se trouve à l'intérieur d'une unité de roches carbonatées de plate-forme de l'Ordovicien qui a été soumise à un processus de karstification au cours de mouvements survenus au Dévonien précoce et associés au soulèvement de Boothia. Avant la mise en production, les réserves se chiffraient à 23 millions de tonnes de minerai de plomb à 4,3 % (galène) et de minerai de zinc à 14,1 % (sphalérite).

Le gisement de Nanisivik occupe un karst formé dans une unité de dolostone du bassin protérozoïque de Borden (chapitre 6). Les réserves déjà exploitées ajoutées aux réserves actuellement prouvées et probables totalisent 10 millions de tonnes de minerai à plus de 10 % de zinc (sphalérite), 1,5 % de plomb (galène) et 40 g/t d'argent (dans la sphalérite).

D'autres découvertes ont été faites dans l'archipel arctique: indices de zinc et plomb (argent) dans le nord du soulèvement de Boothia, en particulier dans la Petite île Cornwallis et l'île adjacente de Truro; autres indices de plomb et zinc dans le bassin de Borden; indices de plomb et zinc dans les roches carbonatées de la partie inférieure du Paléozoïque de la zone de plissement de Central Ellesmere; cuivre natif dans des roches basaltiques du Protérozoïque supérieur de l'île Victoria; et indices de cuivre dans le bassin d'eau profonde franklinien et le terrane de Pearya.

Une étude de reconnaissance géochimique a montré que les sédiments de la partie inférieure du Paléozoïque du Groenland septentrional pourraient contenir des gisements de baryum et de zinc, conclusion que confirme la présence de quelques gîtes minéralisés (chapitre 20E). Finalement, quelques indices moins importants de cuivre ont été détectés dans des strates de roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque supérieur, dans l'est du Groenland septentrional.

RÉFÉRENCES

Carey, S.W.
1958: A tectonic approach to continental drift; in Continental Drift. A symposium, S.W. Carey (convener); Geology Department, University of Tasmania, Hobart, Australia, p. 177-355.

Cecile, M.P. and Norford, B.S.*
in press: Ordovician and Silurian; in Sedimentary Cover of the North American Craton in Canada, D.F. Stott and J.D. Aitken (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no.5 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. D-1).

Forsyth, D.A. and Mair, J.A.
1984: Crustal structure of the Lomonosov Ridge and the Fram and Makarov basins near the North Pole; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 473-481.

Hubbard, R.J., Edrich, S.P., and Rattey, R.P.
1987: Geologic evolution and hydrocarbon habitat of the "Arctic Alaska Microplate"; Marine and Petroleum Geology, v. 4, p. 2-34.

Jackson, H.R., Forsyth, D.A., and Johnson, G.L.
1986: Oceanic affinities of the Alpha Ridge, Arctic Ocean; Marine Geology, v. 73, p. 237-261.

Richards, B.C., Bamber, E.W., Higgins, A.C., and Utting, J.*
in press: Carboniferous; in Sedimentary Cover of the Craton in Canada, D.F. Stott and J.D. Aitken (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 5 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. D-1).

Smith, D.G.
1987: Late Paleozoic to Cenozoic reconstructions of the Arctic; in Alaskan North Slope Geology, I. Tailleur and P. Weimer (ed.); The Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, and The Alaska Geological Society, v. 2, p. 785-795.

Sweeney, J.F.
1985: Comments about the age of the Canada Basin; in Geophysics of the Polar Regions, E.S. Husebye, G.L. Johnson. and Y. Kristoffersen (ed.); Tectonophysics, v. 114, p. 1-10.

Wilson, J.T.
1963: Hypothesis of Earth's behaviour; Nature, v. 198, p. 925-929.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Adresse de l'auteur

H.P. Trettin
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Imprimé au Canada

INDEX
(suivi d'un index des auteurs et des photos)

Alert, anomalie magnétique d' . . . 98
Alpha
  anomalie magnétique . . . 97
  dorsale . . . 55, 88
amérasiatique, bassin . . . 67, 400, 433, 447, 449-450
Amundsen, bassin d' . . . 110-113
Amundsen Land . . . 155
Amundsen, Roald . . . 15, 17, 18
anomalies de la conductivité . . . 93-98
anomalies gravimétriques . . . 73-74
anomalies magnétiques . . . 89-93, 98
Appalaches, géosynclinal des . . . 64
archipel arctique . . . 61
  anomalies magnétiques . . . 98
  datation . . . 535
  déformation . . . 315-361
  dépôts glaciaires . . . 529-532
  dépôts non glaciaires . . . 532-535
  évolution séquentielle (Mésozoïque) . . . 205
    Aptien-Cénomanien . . . 447-448
    Bajocien-Callovien . . . 427-431
    Carnien . . . 410-413
    Cénomanien-Maastrichtien . . . 448-449
    eustatisme . . . 453-455
    halocinèse . . . 453
    histoire mésozoique . . . 395-455
    magmatisme . . . 450-453
    Norien-Toarcien . . . 413-423
    Oxfordien-Berriasien . . . 431-443
    paléoclimatologie . . . 455
    Permien-Trias . . . 400-402
    sédimentation . . . 455
    tectonique . . . 449-450
    Toarcien-Aalénien . . . 423-427
    Trias . . . 402-405
    Trias moyen . . . 405-410
    Valanginien-Aptien . . . 443-447
  métamorphisme315-361
  minéraux à valeur commerciale . . . 574-576
  plaine côtière . . . 53-55
  plate-forme continentale . . . 55
  prisme de sédiments clastiques . . . 283-295
  ressources pétrolières . . . 558-562
  sédimentation . . . 283-294
  stratigraphie . . . 283-294
  sous-province sédimentaire . . . 220-240, 248, 249
  sous-province volcano-sédimentaire . . . 240-252, 248-249
  stations magnétiques . . . 94
  stratigraphie quaternaire . . . 535-541
Arctique
  anomalies magnétiques . . . 89-95
  exploration par aéronef . . . 20-24
  exploration par navire . . . 14-20
  exploration polaire . . . 7-14
  flux thermique . . . 101
  glaciation . . . 535,537-541
  incursion scandinaves . . . 7
  marge continentale . . . 587-589
  paléoclimat . . . 483-484
  paléolatitude . . . 483-484
  peuplement paléo-esquimau . . . 7
  plaine côtière . . . 68
  plate-forme . . . 3, 29, 37, 39-44, 50, 61, 63, 64, 67, 75, 78, 109, 113, 177-219
    anomalie gravimétrique . . . 74
    anomalie magnétique . . . 92-93
    champ aéromagnétique . . . 88-93
    champ de la pesanteur . . . 73-75
    flux thermique . . . 101
    formation de failles . . . 508-512
    géochimie organique . . . 552-555
    isostasie . . . 74
    normes biostratigraphiques . . . 178-179
    sismicité . . . 83-88
    sismique réflexion . . . 79-82
    sismique réfraction . . . 75-79
    structure de la croûte . . . 75
    tranches chronostratigraphiques . . . 178
    zones de faciès . . . 178
  pôle Nord magnétique . . . 99-101
  prisme de sédiments continentaux . . . 3, 63, 68, 78, 466
Atlantique Nord, soulèvement orogénique . . . 171
Audhild Bay, zone d' . . . 319
Aurland Fiord, couches d' . . . 246, 335
Axel-Heiberg-Ellesmere, région d' . . . 47, 50, 53
Axel-Heiberg
  monts . . . 50
  île (déformation) . . . 320-321, 335-339
Bache, presqu'île . . . 185
  arche de la . . . 330
Back, George . . . 9
Bad Cache, rapides . . . 195
Baffin, William . . . 8
Baffin
  région de . . . 35
  surface de . . . 35, 44
  île de . . . 109, 110
  baie de . . . 513, 522
Balaena, champ pétrolier . . . 553-554
Banks
  bassin de . . . 395, 400, 443, 446, 447, 469, 478, 564
  glaciation de . . . 536-537
Banks, île de
  anomalies géophysiques . . . 98
  déformation . . . 359
  plate-forme . . . 97
Banks-Victoria, région de . . . 44
Barrow, surface de . . . 35, 37, 44
bassin
  amérasiatique . . . 67, 400, 433, 447, 449-450
  Banks . . . 395, 400, 443, 446, 447, 469, 478, 536-537, 564
  Borden . . . 110-113, 583
  Canada . . . 88
  Challenger . . . 275
  Foxe . . . 37, 47
  franklinien . . . 119-174, 220-252, 291, 558
  Fury and Hecla . . . 110-113
  Judge Daly . . . 478, 479, 564
  Kane . . . 41, 42, 138
  Kane-Independence Fiord . . . 39-41
  Labrador . . . 68, 512, 521-522
  Lake Hazen . . . 478, 482
  Remus . . . 564
  Strand Fiord . . . 469, 478, 482, 564
  Sverdrup . . . 3, 50, 53, 63, 67, 75, 76, 77, 78, 79, 83-84, 88, 92-93, 98, 101, 204, 369-391, 395, 397, 400, 449, 476-477,480, 500, 554-557, 563, 586
  Sverdrup West . . . 478, 564
  Thule . . . 110-113, 583
  Thule-Nugssuak . . . 32-34
  Wandel . . . 50, 63, 67, 558, 560-562
Beaufort, mer de . . . 83

discordance de 483
talus continental 97
Bell, arche de 83
Bell, Robert 11
Bent Horn, champ pétrolier 550-552
Bernier, J.E. 15, 18
Bicentennaire, expédition du 17
Blind Fiord, faille de chevauchement 506
Blue Mountain, faille de chevauchement 505
Boothia
moyennes terres de 32, 35, 37
plaine de 44
presqu'île de 109
soulèvement de 37, 44, 50, 61, 63, 64, 66, 67, 74, 178, 196, 199, 200-202, 204, 205, 238, 321-329
anomalie magnétique 92
formation de failles 508-512
sédimentation 200-202
sismicité 83
Borden
moyennes terres de 35
bassin de 110-113, 583
Borup Fiord, couches rouges de 375
Bouclier
canadien 29, 31-37, 61-62, 63, 64, 66, 67, 78, 109, 181
champ aéromagnétique 88
données de sismique réfraction 77
socle métamorphique et plutonique 109-110
séquences sédimento-volcaniques 110-114
canado-groenlandais 31, 39
groenlandais 29, 31-37
Bouma, séquences de 143, 222, 225, 243, 247, 273
brachiopodes 143, 150, 152-153, 197-198, 200
Bromley Island
zone de 264, 275, 318
massif de 265-266
Bukken Fiord 246
Bylot, île de 109
calcaires construits 199, 203, 377, 388-391, 584
monticules d'algues foliacées 389
récifs d'algues tubulaires 388
récifs à bryozoaires fenestellidés 388
récifs à Palaeoaphysina 389
récifs à spongiaires et à bryozoaires 389-391
Calédonides . . . 32, 39, 66, 67, 123, 156, 169, 171, 277, 317-318
zone de plissement des 39
calédonienne
orogenèse 327
zone mobile 66, 275-278
chaîne 119, 171, 249
nappes 169, 171
Canada, bassin 88
Canon Fiord, roches carbonatées 203-204
Canrobert Hills, zone de plissement 50, 67, 343-344, 354-356, 359
Canyon Fiord, couches rouges de 384
Cape Alfred Ernest, zone de 319
Cape Allison, champ pétrolier 553
Cape Columbia, zone de 259-262, 319
Cape MacMillan, champ pétrolier 553
Cape Richards, complexe plutonique 262
Cape Wood, pluton de 262
Central Ellesmere
zone de plissement 67, 340-341, 571
domaine de 498, 500, 503-504, 506-507
Challenger, bassin 275
Char, champ pétrolier 553-554
Cisco, champ pétrolier 554-555
Clements Markham, zone de plissement de 66, 240-246, 305, 319, 320, 321, 322, 333
Committee, zone de plissement de 109
Compagnie de la baie d'Hudson 8, 18
conodontes 177-178, 186-195, 201
Conrad, discontinuité de 76
Cook, Frederick A. 12
Coppermine
arche de 92
structure monoclinale de 110
roches volcaniques de 112
coraux 151-153, 159, 195-199, 200
Cordillère, géosynclinal de la 64
Cornwall, arche de 74, 327, 477, 481, 500
Cornwallis
district plombo-zincifère de 567-568
zone de plissement de 50, 61, 200, 323-324, 326, 345
orogenèse de 196
Crash Point, lits de 274-275
crinoïdes 154, 159, 200
Crozier, F.R.M. 9
Currie, isotherme de 88, 92
cycles de transgression-régression 398
Davis
plate-forme de 57
détroit de 512
Davis, John 8
Dease, Peter 9
Devon, île 109, 110, 185, 192
dépôts glaciaires 529-532
dépôts non glaciaires 532-535
Deuchars Glacier, zone de 260-262, 318
Direction de la physique du globe 73, 83, 88
Disraeli Glacier, zone de 318
Drake Point, champ pétrolier 554-555
Duke of York, hauteur de 32, 37, 44, 61, 63
Eclipse
cuvette 469, 478, 482, 564
gisement 570
Eetookashoo Bay
couches 246
faille 335
Egede, Hans 8
Eglinton, graben d' 446
Ellesmere, île d' 109, 110, 185, 186
déformation 315-320, 331-335
ellesmérienne, orogenèse 63, 64, 66, 67, 119, 131, 340, 343, 346, 359, 498
ellesmériens, chevauchements 123, 131
Empire, zone d' 270, 318
Esclaves, province des 109
Étude du plateau continental polaire 23, 73
Eureka, moyennes terres d' 50
eurékienne
orogenèse 63, 67, 340, 476-477, 480, 497, 512-517, 589
déformation 497-517
exploration pétrolière 549-550
faille normale
cuvette d'Éclipse 509
dépression structurale de Foxe-Baffin 509-511
détroit de Lancaster 508-509
île de Baffin 509
île d'Eilesmere 508
île Devon 508
soulèvement de Boothia 511-512
Feilden, zone de failles de 506
Feilden, Henry W. 13
fluctuations eustatiques 453-454
Formation de
Adams Bjerg 154
Aftenstjerness 142, 143, 146
Agingwak 563
Aleqatsiak Fiord 150-153, 195
Allen Bay 195-196, 203
Antoinette 374
Archer Fiord 182
Assistance 380, 386

Aston 323
Audhild 372
Awingak 433, 439
Ayles 270
Baclow Inlet 196, 198, 200
Baillarge 193, 195
Barrow 413, 416, 422
Bastion Ridge 447, 448
Bathurst Island 201, 203, 238
Baumann Fiord 138, 186, 191-194, 504
Bay Fiord 191-195, 351
Bear Point 185
Beaufort 68, 466, 475, 483
Belcher Channel 373, 375
Bessels Fjord 157, 159
Beverley Inlet 288
Bird Fiord 286-287
Bjorne 403-404
Blackley 284
Blanley Bay 190, 192
Blind Fiord 403-404
Blue Fiord 199-200, 202, 204, 550
Bøggild Fjord 147, 155
Børglum River 149-150, 195
Borup Fiord 372, 375
Boulder Hills 473, 483
Buen 123, 128-136, 141, 182, 560
Bulleys Lump 186, 190-191
Campanuladal 113
Canrobert 231
Canyon Elv 139
Canyon Fiord 369-370, 375, 384
Cape Back 473
Cape Calhoun 150
Cape Clay 138, 186, 190
Cape Crauford 196
Cape de Bray 203, 284-287
Cape Discovery 269
Cape Fortune 291
Cape Ingersoll 138, 185
Cape Kent 138, 185
Cape Lawrence 474, 481
Cape Leiper 135, 138, 185
Cape Phillips 200, 203, 204, 237
Cape Schuchert 154, 157, 159
Cape Storm 196-197, 324
Cape Webster 137, 139, 194
Cape Wood 138, 185-187
Cass Fiord 137-138, 185-188
Castrup Elv 186
Chester Bjerg 123, 169, 171
Christian Elv 138, 190-191
Christopher 447, 448
Copes Bay 188-191
Cranstone 273-274
Dallas Bugt 132, 134-135, 138, 182, 185
Danish River . . . 98, 161, 202, 203, 204, 228, 237, 249, 317
Deer Bay 433, 446
Degerbøls 382, 386
Devon Island 199, 204, 237
Disappointment Bay 199-200, 202
Douro 196-198
Drake Bay 201
Drengs Brae 147
Eids 200, 202, 203, 238
Ekwan River 197
Ekspedition Brae 143
Eleanor River 139, 191-192
Ella Bay 128, 178, 220, 227
Ellice 110
Emma Fiord 372, 563
Erlandsen Land 143
Esayoo 372
Expedition 448, 449
Fairman Point 187
Fimbuldal 144
Fin Sø 113
Fram 287
Gallery 187-188
Gonioceras Bay 150, 195
Goose Fiord 199-200
Grant Land 98, 220-221, 224, 227, 246, 333, 501, 506
Grosvenor Island 416
Hadley Bay 110
Harder Fiord 156
Harebugt 154
Hare Fiord 375, 377-378
Hassel 447, 448, 450522, 563, 565
Hauge Bjerge 157, 159, 168, 203
Hazen 98, 147, 161, 190, 203, 222, 227-228, 229, 231, 246, 331
Hecla Bay 286-287
Heiberg 413-416, 563
Hell Gate 287
Hensen Gletscher 143, 146, 558, 560
Hiccles Cove 563, 428, 431
Holm Dal 143
Hoyle Bay 410-413, 554
Humboldt 132, 135, 182
Hunting 112, 323
Ibbett Bay 203, 235
Imina 242-243, 321
Irene Bay 195
Isachsen 446, 450, 563, 565
Jameson Bay 416, 423, 427, 554
Johansen Land 138
Kane Bassin 182, 227
Kanguk 448, 449, 478, 522
Kap Godfred Hansen 154, 157, 159, 168-169
Kap Holbaek 132
Kap Lucie Marie 165
Kap Maynard 168-169
Kap Mjølner 155
Kap Morton 168-169
Kastrup Elv 137-138, 186
Kennedy Channel 123, 128, 178
King Christian Island 416, 553
Kitson 237
Kock Vaeg 137
Lafayette Bugt 123, 157, 159, 165, 560
Lands Lokk 243-244
Lauge Koch Land 123, 165, 170
Løndal 143
Lønelv 144
Lougheed Island 416
Mackenzie King 428, 433
Margaret 472
Marvin 274, 318
M'Clintock 269
McConnell Island 428, 431
Mclean Strait 416
Merqujoq 123, 164, 243
Mokka Fiord 472-473
Moraenæ 129
Mount Bayley 374
Mount Bell 467
Mount Lawson 467-469, 479
Mount Moore 469, 480
Murray Harbour 406-407, 410, 554
Nansen 375, 378-379
Natkusiak 38, 62, 113
Nauyat 112
Nordkronen 123, 171, 317
Nordpasset 156

Nordstrand Point 287
Nornegaest Dal 147
Nunatami 139
Nyeboe Land 171
Nygaard Bay 138
Odins Fjord 157-158, 168, 196
Offley Island157, 159
Okse bay 287-288, 291, 318, 333
Otto Fiord 372, 375-378, 385, 400, 453, 501, 505
Paralleldal 142
Parrish Glacier 186-188
Parry Islands 291
Pat Bay 410-413
Peel Sound 200, 201
Pentamerus Bjerge 154, 157, 159, 168-169, 203
Permin Land 138, 147, 186
Perssuaq Gletscher 142-143, 147
Petermann Halvø 153-154, 158
Police Post 185
Portfjeld 122, 123, 127-131, 135
Poulsen Cliff 138, 191
Prince Alfred 199, 201, 202
Rabbit Point 185
Rawlings Bay 182
Red Canyon River 202
Ringnes 431, 433, 439
Ritter Bay 182
Roche Point 406
Sabine Bay 379-380, 386
Saeterdal 146, 560
Samuelsen Høj 168, 196, 203
Sandy Point 427
Scoresby Bay 186
Severn River 197
Ship Point 190, 192-194
Sjaelland Fjelde 137, 141
Skybattle 416
Snowblind Bay 201, 202
Society Cliffs 570
Somerset Island 200, 201, 202
Sophia Lake 199, 201, 202
Stallworthy 247
Steensby Gletscher 139, 193
Strand Bay 479
Strand Fiord 92, 447, 448, 452
Strathcona 286-287
Stuart Bay 201, 203, 238
Sutherland River 199, 202
Svartevaeg 247
Sydgletscher 123, 164
Sydpasset 144
Taconite River 270-271
Tanquary 374
Telt Bugt 137-138, 186
Thumb Mountain 195, 567, 568
Troedsson Cliff 150, 195
Trold Fiord 369-370, 382, 386
Tureas 149-153, 196
Turner Cliffs 188-190
van Hauen 380-381, 386
Vendom Fiord 199-200, 202, 203, 331
Vesle Fiord 467
Wandel Valley 137, 141, 156, 193-194
Warming Land 138, 192
Weatherall 286-288
Western River 110
Wolstenholme 112
Worth point 536
Wulff Land 123, 165, 170
Wulff River 138
Ymers Gletscher 149, 153, 196
Zebra Cliffs 270-272
Zig-Zag Dal 112
Fortier, Y.O. 20-21
fossiles 463-465
Foxe
  bassin 37, 47
  plaine de 47
  zone de plissement de 109
Foxe-Baffin, dépression structurale de 32, 47, 509-511
Fram, expédition 12-14
Franklin
  essaim de dykes 62, 64
  expédition 9-10
  opération 21, 23
Franklin, John 9-10
franklinien
  bassin 119-174, 220-252, 291, 558
    cadre chronostratigraphique 463-465
    cadre lithostratigraphique 465-475
    cadre géologique 119-120
    d'eau profonde 220-252
    érosion 522-524
    évolution 123
    évolution séquentielle 475-484
    linéaments tectoniques 120-123
    membre cherteux 229
    membre de roches carbonatées 229
    minéraux à valeur commerciale 567-574
    ressources en charbon 563-566
    ressources pétrolières 549-558
    sédimentation de flysch 249-252, 278-279
    sous-province sédimentaire 220, 248-252, 303, 584
    sous-province volcano-sédimentaire . . 240, 248-249, 584
  géosynclinal 64
  miogéosynclinal 283, 287
franklinienne
  plate-forme continentale . . . 63, 64, 67, 177-220, 294, 584
    géochimie organique 552
    normes biostratigraphiques 177-178
    sédimentation 196-200
    roches carbonatées construites 203-204
    tranches chronostratigraphiques 178-196
    zones de faciès 178-196
  zone mobile 3, 62, 63, 67, 275-278, 583-586
    bassin d'avant-pays 66
    bassin d'eau profonde 64, 66, 67, 294, 584
    déformation 585-586
    métamorphisme 586
    prisme de sédiments clastiques 586
    sismique réfraction 75, 76, 77
Freuchen, Peter 15-16
Freuchen Land 137-141, 147, 149, 171
Frigg Fiord, mudstone de 136, 308
Frobisher, Martin 8
Fury and Hecla, bassin de 110-113
gastéropodes 139, 141, 150, 191, 201
Giesecke, Karl Ludwig 8
gisement plombo-zincifère 567-571
Grantland, monts 50, 521
graptolites 148, 154, 168, 178
Great Plains Development Co. Ltd. 571
Greely, Adolphus W. 11, 13
Greenarctic Consortium 24, 25
Greenstone Lake, faille de 335
Groenland 110, 112
  nord-est du 112
  nord-ouest du 110
  provinces des plateaux et plaines 39
  réseau de dykes 489
Groenland septentrional 47, 50, 61, 119, 123, 587
  anomalie magnétique 97
  déformation 303-309
  événements calédoniens 171-172

évolution séquentielle . . . 205
métamorphisme . . . 309-311
réseau de dykes . . . 489
ressources en minéraux . . . 574-576
sous-région des moyennes terres . . . 50
sous-région du nord . . . 47
sous-région du sud . . . 47
zone de divergence . . . 303-308
zone orthotectonique . . . 306-307
Groupe de
Amundsen Land . . . 123, 146-147, 154-156, 171
Brønlund Fjord . . . 137, 141, 143, 147
Coppermine River . . . 113
Egingwah Bay . . . 269
Ellesmere . . . 98, 178, 182, 227
Eureka Sound . . . 67, 68, 465-484, 497, 498, 522, 564
Harley Ridge . . . 270
Independence Fiord . . . 62, 112
Kap Washington . . . 67, 491
Morris Bugt . . . 149
Paradisfjeld . . . 122, 123, 127, 135
Peary Land . . . 123, 149, 154, 156-157, 171
Polkorridoren . . . 123, 129-136, 147
Rae . . . 113
Read Bay . . . 202, 203
Ryder Gletscher . . . 137-143, 186
Shaler . . . 110-113
Skagen . . . 122, 123, 127-128
Tavsens Iskappe . . . 137-138, 141, 143, 146-148, 186
Thule . . . 113
Vølvedal . . . 123, 138, 147-148, 155, 171, 308
Washington Land . . . 149
Guide Hill, faille de . . . 506
Gustaf-Lougheed, arche de . . . 83, 84, 92
Hall, Charles F. . . . 11
Hall Land . . . 150, 158, 169-170
halocinèse . . . 453
Hansen Point
complexe plutonique . . . 262
roches volcaniques . . . 449
Harder Fiord, zone de failles de . . . 123, 131, 489-491
Hauge Bjerge, chaine de . . . 41
Haughton, cratere d'impact . . . 475
Hayes, Isaac I. . . . 10
Hazen
fosse de . . . 303
plateau de . . . 50
anomalies géophysiques . . . 98
zone de plissement de . . . 47, 66, 67, 220, 238, 303, 305, 320, 331, 333-335
anomalie magnétique . . . 98
Hearne, Samuel . . . 8
Hecla, champ pétrolier . . . 554-555
Henrietta Nesmith, glacier . . . 220
Hudson, Henry . . . 8
Hudson, plate-forme de . . . 197
Iapetus, océan . . . 119, 147, 171, 327
île de glace canadienne . . . 78
Inglefield
couches rouges d' . . . 202-203
soulevement d' . . . 64, 66, 109, 205, 330-331
Inglefield Land . . . 32, 34, 137-138, 185
inlandsis
groenlandais . . . 32, 39, 535
laurentidien . . . 535, 540-541
innuitien(ne)
déformation . . . 39
orogenèse . . . 29, 39, 47, 50, 63, 67
province tectonique . . . 61, 63-68
région . . . 88
Intérieur, plate-forme de l' . . . 63
Jackson Bay, champ pétrolier . . . 553, 555
Jaeger Lake
assemblage de . . . 246, 247-248
faille de . . . 335
Johannes V. Jensen Land . . . 136, 147-148, 155, 164
Jones Sound, zone de plissement de . . . 42, 50, 67, 341
Judge Daly
bassin de . . . 478, 479, 564
promontoire . . . 185, 191-195, 204
zone de failles de . . . 506
Kane, bassin de . . . 41, 42, 138
Kane, Elisha, K. . . . 10
Kane-Independance Fiord
bassin de . . . 39-41
sous-région de l'est . . . 41
sous-région du nord . . . 41
sous-région du sud . . . 39
Kap Cannon, zone de chevauchement . . . 492-493
King Christian, champ pétrolier . . . 553
Knuth, Eigil . . . 20
Koch, Lauge . . . 17, 19, 20, 21
Kristoffer Bay, champ pétrolier . . . 553
Kronprins Christian Land . . . 139-141, 152, 157-158, 168
Kulungting, zone de . . . 320
Kulutingwak Fiord, assemblage de . . . 241-242
Labrador
bassin du . . . 68, 512, 521-522
mer du . . . 512, 514
Lake Hazen
bassin de . . . 478, 482
zone de failles de . . . 50, 498, 500-502, 564
Lancaster
détroit de . . . 93
plateau de . . . 44
région de . . . 35, 37, 42, 44
levés
sismique réflexion . . . 79-82
sismique réfraction . . . 75-79
Lincoln-Morris Jessup, plate-forme de . . . 55
Low, A.P. . . . 14
Maclean, champ pétrolier . . . 554-555
MacMillan, Donald B. . . . 16
MacMillan, J.G. . . . 15
Mackenzie, intrusions de . . . 112-113
Markham Fiord, pluton de . . . 266-268
Markham River, couches de . . . 245, 318
Maskell Inlet, assemblage de . . . 264, 265, 268
M'Clintock East, massif de . . . 265
M'Clintock Glacier, faille de . . . 318, 319
M'Clintock, Leopold . . . 10
M'Clintock, orogenèse de . . . 66, 266-268, 275-276
M'Clintock West, massif de . . . 265-166
Melville
arche de . . . 35, 37
horst de . . . 35, 61, 63
moyennes terres . . . 32, 35
presqu'île . . . 109
Melville Bugt-Disko, plate-forme de . . . 55, 57
melvillienne, orogenèse . . . 67
Membre de
Bache Peninsula . . . 135
Bure Iskappe . . . 157
Burnett Point . . . 291
Caledonian Bay . . . 237
Cape Caledonia . . . 407, 410
Cape Canning . . . 423
Cape Richards . . . 410-413
Cape Tyson . . . 168
Chads Point . . . 407, 410
Citronens Fiord . . . 150
Consett Head . . . 291
Eden Bay . . . 410-413
Eldridge Bay . . . 407-410

Fosheim 413, 563
Freya Fjord 158
Glacier Fiord 446
Gore Point 410
Intrepid Inlet 416
Invincible Point 447, 448
Jenness Point 416
Kap Coppinger 137-138
Kap Independence 157, 159
Mcdougall Point 447, 448
Melville Land 157
Mercy Bay 288
Paterson Island 446, 447
Profilfjeldet 165
Remus 413
Romulus 413, 416
Rondon 446, 447
Scallon Point 416
Skate 416
Snowpatch 423
Sverdrup 135
Thors Fjord 165, 170, 560
Walker Island 446, 447
Mésozoïque-Tertiaire
croûte continentale 63
croûte océanique 63
métamorphisme régressif 110
Milne Fiord, assemblage de 262, 264
Minto
arche de 37, 44, 61, 63, 92, 109, 113
soulèvement de 110
Mitchell Point
faille de 501, 319
zone de 260-262, 318, 319
Mohorovicic, discontinuité de 75, 78
Mount Disraeli, zone de 263, 318
Mount Rawlinson
assemblage de 241
faille de 318, 319
Nanisivik
gisement 570
mine 567
Nansen Land 136, 147
Nares
détroit de 41, 47, 83, 84, 86, 98, 109, 119, 505-506, 513-514
anomalies géophysiques 98
sismicité 83, 84, 86
Nares, George S. 11
Nares Land 137-139, 147, 151, 158, 192
Natkusiak
unité volcanique 64
basalte de 92
Navarana, fjord 303
Nesmith, lits de 220-221
Ninnis Glacier, lits de 190-191
nord-americain, craton 63
Nord-Ouest, passage du 8, 37
Northern Ellesmere, domaine de 498, 500, 505, 506
Northern Heiberg, zone de plissement de 66, 67, 246-247, 320, 321
North Greenland
zone mobile de 67, 303-310
zone de plissement de 119, 136
Nyeboe Land 141, 146, 150, 154, 169, 171
Observatoire fédéral 73
Ootah Bay, massif de 265-266
orogène
eurékien 498, 513-515, 521-524
innuitien 3, 29, 39, 47-53, 55, 63
anomalies magnétiques 93
orogenèse
calédonienne 327
ellesmérienne 63, 64, 66, 67, 119, 131, 340, 343, 346, 359, 498
eurékienne . . . 63, 67, 340, 476-477, 480, 497, 512-517, 589
innuitienne 29, 39, 47, 50, 63, 67
M'Clintock 66, 266-268, 275-276
melvillienne 67
taconique 66, 275
paléoclimatologie 455
palynomorphes 463-465
Panarctic Oils Limited 549
Parrish Glacier, faille de chevauchement 500
Parry, moyennes terres de 47, 50, 53
Parry, W.E. 8
Parry Islands, zone de plissement de . . . 50, 67, 74, 80, 343-353
Peary Land 137, 139-141, 143, 146-147, 150, 152-154, 157-158, 161, 168, 170, 203
Peary, Robert E. 11, 15
Pearya
accrétion 315, 317-320
bordure cristalline 64
interprétation tectonique 275
lithologies 259-275
terrane 66, 259-278, 585
socle granitoïde 259-262
roches carbonatées, clastiques et volcaniques 269-275
roches métasédimentaires et métavolcaniques 262-265
roches plutoniques 265-266
roches sédimentaires et volcaniques 268
Penny, surface 35
Piper Pass, couches de 245
Polaris
gisement 568
hautes terres de 39
mine 567, 570
Porter Bay, faille de 319, 506
Prince of Wales
détroit de 44
île 109
Prince Patrick
domaine de 498
île 357-359
Princess Margaret
arche de 92, 477, 478, 480, 481, 500
chaîne de 521
prisme de sédiments clastiques . 66, 196, 201, 283-297, 563, 586
profils
Beaufort-Banks-Victoria 95
Isachsen-Resolute 95
Prince Patrick-Melville-Resolute 95
Quaternaire
chronologie 535-541
dépots glaciaires 529-535
dépots non glaciaires 532-535
stratigraphie 535-541
Rasmussen, Knud 15-16, 18
récifs frangeants 154
Reine-Élisabeth, plate-forme de la 78
Remus, bassin 469, 478, 480, 481, 564
Rens Fiord, soulèvement de 335
réseau hydrographique, formation du 522-524
Resolute Bay, station de 83
ressources
charbon 563-566, 590
minéraux d'importance commerciale 590
pétrole 550-562, 590
Roche Point, champ pétrolier 554
Ross, James 9-10
Ross, John 8-9
sédimentation mézosoïque, intervalles 401-449
Aptien-Cenomanien 447-448

Bajocien-Callovien 428-431
Carnien 410-413
Cénomanien-Maastrichtien 448-449
Norien-Toarcien 413-423
Oxfordien-Berriasien 431-443
Permien-Trias 401-402
Toarcien-Aalenien 423-428
Trias moyen 405-410
Trias précoce 402-405
Valanginien-Aptien 443-447
Schei, Per 12, 14
Schei, synclinal de 42, 341
Scoresby, William 8
Sculpin, champ pétrolier 553
sédimentation 455
séquences sédimento-volcaniques 110-114
Shaler, moyennes terres de 32, 37
Simpson, Thomas 9
sismicité 83-88
Skate, champ pétrolier 554-555
Somerset, île 109, 112
soulèvement de
Atlantique Nord 171
Boothia 37, 44, 50, 61, 63, 64, 66, 67, 74, 178, 196, 199, 200-202, 204, 205, 238, 321-329, 511-512
Inglefield 64, 66, 109, 205, 330-331
Minto 110
Rens Fiord 335
Storkerson 477
Stefansson, Vilhjalmur 17
Stolz, faille de chevauchement de 500, 505
Storkerson, soulèvement de 477
Strand Fiord, bassin de 469, 478, 482, 564
stromatolites 185-186, 192-193, 195
stromatoporoïdés 150-153, 157, 159, 195, 197, 200
Supergroupe de
Bylot 113-114
Mackenzie Mountains 113
Windermere 113
Sverdrup
basses terres de 47, 50, 53
bassin de 3, 50, 53, 63, 67, 75, 76, 77, 78, 79, 83-84, 88, 92-93, 98, 101, 204, 369-391, 395,397, 400,449, 476-477, 480, 500, 554-557, 563, 586
développement tectonique 369-372
lithofaciès 372-388
monticules organiques 388-391
récifs 388-391
sismicité 83
sismotectonique 83-84
stratigraphie 372-388
zone de roches carbonatées 375, 378-379
zone de roches clastiques et évaporitiques 375-378
zone marginale de roches clastiques 373
zone marginale de roches clastiques et carbonatées 373-374
bordure de 67, 74, 77, 78, 92
Sverdrup Islands, domaine de 498, 505
Sverdrup, Otto 12
Sverdrup West, bassin de 478, 564
Tanquary, hauteur de 400, 403, 410, 501
tectonique des plaques 513-515
Thomsen, glaciation de 537
Thor, champ pétrolier 553
Thores, série de 264-266, 275
Thores River, massif de 265-266
Thule
bassin de 110-113, 583
expéditions 15, 17
Thule-Nûgssuak, bassin de 32-34
trilobites 139, 143, 177, 181, 184-188, 200, 227
Troelsen, J.C. 19, 20
Trold Fiord, faille de chevauchement de 507
Truro, gisement 568
Valdemar Glückstadt Land 168
vecteur d'induction 95-96
Victoria, île 109
Victoria and Albert, monts 521
Wallis, champ pétrolier 553
Wandel, mer de
bassin de 50, 63, 67, 558, 560-562
plaine côtière de 53
structures de 493
Wellington, hauteur de 32, 37, 61, 63, 109, 110
West Greenland, province de 32, 35
Weymouth, George 8
Whitefish, champ pétrolier 554-555
Warming Land 137-141, 169, 192
Washington Land 137-138, 149, 152-154, 159, 161, 168-169, 186, 191, 193, 203
Wulff Land 134, 137-138, 158, 168-169
Yelverton
assemblage de 247-248
faille de chevauchement de 318
zone de failles de
Feilden 506
Harder Fiord 123, 131, 489-491
Judge Daly 506
Lake Hazen 50, 498, 500-502, 564
zone de plissement de(s)
Calédonides 39
Canrobert Hills 50, 67, 343-344, 354-356, 359
Central Ellesmere 67, 340-341, 571
Clements Markham 66, 240-246, 305, 319, 320, 321, 322, 333
Committee 109
Cornwallis 50, 61, 200, 323-324, 326, 345
Foxe 109
Hazen . . . 47, 66, 67, 220, 238, 303, 305, 320, 331, 333-335
Jones Sound 42, 50, 67, 341
Northern Heiberg 66, 67, 246-247, 320, 321
North Greenland 119, 136
Parry Islands 50, 67, 74, 80, 343-353
zone mobile
appalachienne-caledonienne 66
anomalies de la conductivité 93-94
transferts géomagnétiques 95-98
calédonienne 66, 275-278
franklinienne 3, 62, 63, 67, 275-278, 583-586

INDEX DES AUTEURS

Asudeh, I. 75-82
Brent, T.A. 357-360
Bustin, R.M. 562-566
Christiansen, F.G. 558-562
Christie, R.L. 7-26, 29-57
Coles, R.L. 88-92
Davies, G.R. 369-392
Dawes, P.R. 7-26, 29-57
Embry, A.F. 283-299, 395-460, 549-558
Forsyth, D.A. 75-82, 83-88
Fox, F.G. 343-356
Frisch, T. 109-114
Gibbons, W.A. 566-574
Harrison, J.C. 343-356, 357-360
Hasegawa, H.S. 83-88
Higgins, A.K. 119-174, 303-311, 489-
Hodgson, D.A. 529-544
Ineson, J.R. 119-174
Jessop, A.M. 101
Kurtz, R.D. 93-99
Long, G.D.F. 177-255
Mayr, U. 177-255, 549-558
Miall, A.D. 461-486, 562-566
Nassichuk, W.W. 369-392
Newitt, L.R. 99-100
Niblett, E.R. 93-99, 99-100
Okulitch, A.V. 323-329, 330-331, 340-342, 343-356, 497-
Overton, A. 75-82
Packard, J.J. 177-255, 323-329
Peel, J.S. 119-174
Piasecki, S. 558-562
Powell, T.G. 549-558
Smith, G.P. 330-331
Sobczak, L.W. 73-75, 75-82
Sønderholm, M. 119-174
Soper, N.J. 303-311, 489
Steenfelt, A. 574-576
Stemmerik, L. 558-562
Surlyk, F. 119-174
Trettin, H.P. 3-4, 61-68, 109-114, 177-255, 259-278, 315-322, 331-339, 360-361, 497-517, 521-524
Wetmiller, R.J 83-88
Zolnai, A.I. 323-329

INDEX DES PHOTOS

Figure		Page	Figure		Page
7.5	CGC 1991-318	126	8B.22	IGSP-2489-17	199
7.6	CGC 1991-319	126	8B.23	IGSP-2489-16	200
7.7	CGC 1991-320	127	8B.24	IGSP-925-3	203
7.8a	CGC 1991-321	130	8B.26	IGSP-2489-18	205
7.8b	CGC 1991-322	130	8C.9	IGSP-978-39	229
7.9	CGC 1991-323	131	8C.12a	IGSP-2444-329	233
7.10	CGC 1991-324	132	8C.12b	IGSP-2444-344	233
7.11	CGC 1991-325	133	8C.12c	IGSP-2533-12	233
7.12	CGC 1991-326	134	8C.12d	IGSP-2444-30	233
7.13	CGC 1991-327	135	8C.12e	IGSP-2425-77	233
7.14	CGC 1991-328	135	8C.12f	IGSP-2533-11	233
7.15	CGC 1991-329	139	8C.16	IGSP-003-9	238
7.16	CGC 1991-330	140	8C.18	IGSP-1878-1	240
7.17	CGC 1991-331	140	8C.19	IGSP-648-21	240
7.19	CGC 1991-332	143	8C.25	IGSP	245
7.21a	CGC 1991-333	145	9.3	IGSP-648-5	261
7.21b	CGC 1991-334	145	9.4	IGSP-1505-9	262
7.22	CGC 1991-335	145	9.6	IGSP-1025-2	263
7.23	CGC 1991-336	146	9.7	IGSP-978-7	264
7.24	CGC 1991-337	148	9.11	IGSP-978-18	269
7.25	CGC 1991-338	149	9.12	IGSP-978-2	270
7.26	CGC 1991-339	150	10.4	IGSP-2615-6	286
7.27	CGC 1991-340	151	10.5	IGSP-2615-15	286
7.28	CGC 1991-341	152	10.6	IGSP-2709-2	287
7.29	CGC 1991-342	153	10.11	IGSP-2615-17	290
7.30	CGC 1991-343	154	10.12	IGSP-2709-1	290
7.31	CGC 1991-344	155	10.16	IGSP-2615-20	293
7.32a	CGC 1991-345	156	11.3a	CGC 1991-365	307
7.32b	CGC 1991-346	156	11.3b	CGC 1991-366	307
7.33	CGC 1991-347	158	12B.4	IGSP-2761-A	320
7.34	CGC 1991-348	159	12B.5	IGSP-1360-39	320
7.35	CGC 1991-349	160	12E.2	IGSP-1505-7	332
7.36	CGC 1991-350	161	12G.1a	IGSP-2887-2	344
7.37	CGC 1991-351	162	12G.1b	IGSP-2887-6	344
7.38	CGC 1991-352	162	12G.17	CGC 1991-367	354
7.39a	CGC 1991-353	163	12G.18	IGSP-2887-50	355
7.39b	CGC 1991-354	163	13.7	IGSP-2393-5	377
7.40	CGC 1991-355	164	13.8	IGSP-2393-1	378
7.41	CGC 1991-356	165	13.9	IGSP-279-47	379
7.42a	CGC 1991-357	166	13.11	IGSP-2393-4	381
7.43a	CGC 1991-358	166	13.12	CGC 1991-368	383
7.42b	CGC 1991-359	167	13.15	CGC 1991-369	386
7.43b	CGC 1991-360	167	14.9	IGSP-2615-1	405
7.44	CGC 1991-361	168	14.11	IGSP-2615-2	406
7.45	CGC 1991-362	169	14.15	IGSP-2615-3	408
7.46	CGC 1991-363	170	14.19	IGSP-2615-4	413
8B.6	IGSP-2658-3	184	14.22	IGSP-2709-5	415
8B.7	IGSP-1563-7	184	14.23	IGSP-2615-5	415
8B.8	CGC 1991-364	184	14.24	IGSP-2615-6	416
8B.9	IGSP-2658-1	184	14.25	IGSP-2615-7	416
8B.10	IGSP-2489-26	185	14.37	IGSP-2709-3	428
8B.11	IGSP-2489-207	187	14.40	IGSP-2615-8	430
8B.13	IGSP-2489-2	190	14.41	IGSP-2615-18	431
8B.14	IGSP-2489-183	190	14.48	IGSP-2615-10	438
8B.15	IGSP-2489-208	192	14.53	IGSP-2615-11	442
8B.16	IGSP-2489-184	193	14.57	IGSP-2615-22	445
8B.17	IGSP-2489-9	193	14.58	IGSP-2615-19	445
8B.18	IGSP-347-2	193	14.62	IGSP-2615-13	451
8B.20	IGSP-2489-190	198	14.66	IGSP-2615-14	454
8B.21	IGSP-2489-195	198			